

Глава 4

Методика расчета суммарного таяния на ледниках и ледникового стока

4.1. 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 составляющих потока суммарной радиации $Q_{\odot}(t_1) = J' + D$ для безоблачных дней в настоящее время теоретически и экспериментально обоснована (см. например, [47, 48, 97, 160, 187]) вполне определенно (J' — прямая радиация на горизонтальную поверхность, D — рассеянная радиация, t_1 — время внутри суток).

Учитывая принятый в работе способ обобщения исходных данных по морфометрии оледенения в виде «средних ледников» для отдельных районов гляциальной области, расчеты J' и D целесообразно выполнять по актинометрическим формулам, содержащим возможно меньшее число локальных, а также малозначимых параметров.

Применительно к прямой радиации, как показано, например, в [97, 187], наиболее удачная и простая аппроксимация $J'(t_1)$ предложена В. Г. Кастровым:

$$J' = \frac{J_0 \sin h_{\odot}}{1 + \lambda m_a}; \quad (4.1)$$

здесь J_0 — метеорологическая солнечная постоянная; λ — интегральный показатель прозрачности атмосферы; m_a — безразмерная характеристика длины пути солнечного луча в атмосфере. Вполне удовлетворительное для практических целей приближение дает формула

$$m = \frac{1}{\sin h_{\odot}}, \quad (4.2)$$

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

$$\lambda = \frac{J_0 - J}{J} \sin h_{\odot}. \quad (4.3)$$

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

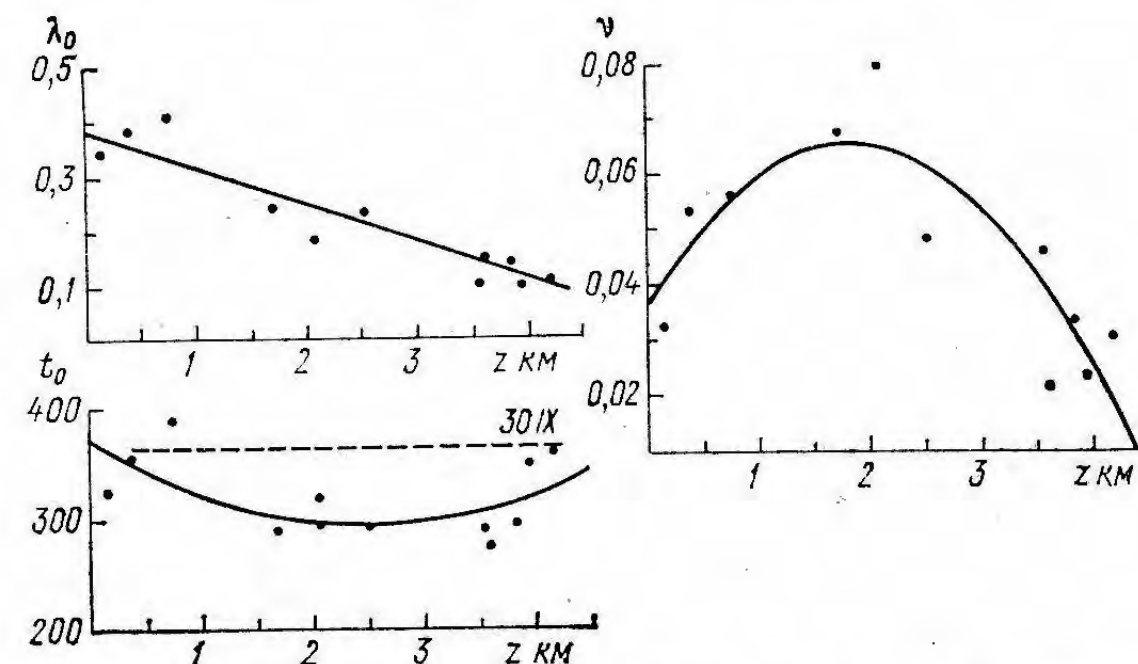


Рис. 4.1. Зависимости коэффициентов λ_0 , ν и t_0 в формуле (4.4) от высоты местности над уровнем моря.

Анализ полученных автором средних месячных значений интегрального коэффициента прозрачности λ (табл. 4.1) на различных высотах на равнине и в горах Средней Азии показывает, что внутригодовой ход λ для любого из пунктов в табл. 4.1 вполне удовлетворительно аппроксимируется косинусоидой

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

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

Затем для получения связи интегральной прозрачности атмосферы с высотой местности в условиях Средней Азии были построены графики зависимостей $\lambda_0(z)$, $\nu(z)$ и $t_0(z)$. Как следует из рис. 4.1, эти зависимости достаточно тесные.

Поскольку для расчетов таяния снега и льда наибольший интерес представляют значения $\lambda_0(z)$, $\nu(z)$ и $t_0(z)$ на высотах более 1 км, а также для выравнивания на рис. 4.1 плотности данных в различных высотных зонах было выполнено осреднение параметров λ_0 , ν и t_0 в интервалах высот 0—0,250 км, 0,251—0,500 км и 0,500—1,000 км. В результате для зависимостей $\lambda_0(z)$,

Интегральные характеристики прозрачности атмосферы на различных высотах по территории Средней Азии
(37°10'—44°50' с. ш.)

Метеостанция, пункт наблюдения	Высота, км.	Средние месячные значения коэффициента λ											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тахиаташ	0,076	0,37	0,33	0,28	0,33	0,37	0,38	0,43	0,40	0,31	0,33	0,38	0,40
Акмолла	0,108	0,34	0,30	0,25	0,29	0,38	0,41	0,42	0,39	0,32	0,33	0,33	0,36
Чурук	0,124	0,33	0,26	0,22	0,24	0,29	0,33	0,36	0,34	0,25	0,27	0,34	0,35
Чарджоу	0,188	0,34	0,30	0,26	0,30	0,36	0,43	0,42	0,37	0,30	0,31	0,35	0,38
Бекибент	0,208	0,32	0,26	0,24	0,31	0,38	0,43	0,48	0,45	0,37	0,35	0,34	0,34
Тамды	0,236	0,31	0,27	0,25	0,28	0,33	0,35	0,41	0,37	0,28	0,29	0,35	0,38
Термез	0,309	0,35	0,29	0,27	0,31	0,38	0,40	0,44	0,42	0,36	0,41	0,38	0,37
Кайракумское водохранилище	0,348	0,44	0,34	0,27	0,31	0,34	0,41	0,45	0,41	0,38	0,42	0,38	0,45
Ташкент	0,477	0,42	0,34	0,26	0,31	0,38	0,39	0,41	0,39	0,36	0,43	0,42	0,44
Фергана	0,578	0,52	0,40	0,35	0,40	0,42	0,43	0,46	0,41	0,41	0,50	0,53	0,51
Фрунзе	0,756	0,37	0,33	0,26	0,32	0,36	0,40	0,42	0,39	0,36	0,41	0,44	0,45
Душанбе	0,822	0,41	0,30	0,28	0,30	0,36	0,43	0,45	0,42	0,36	0,35	0,40	0,47
Алма-Ата	0,847	0,51	0,43	0,37	0,40	0,39	0,40	0,43	0,41	0,39	0,43	0,51	0,65
Селестоковая	1,711	0,19	0,17	0,16	0,26	0,30	0,30	0,33	0,27	0,26	0,25	0,22	0,20
Кызылча	2,075	0,14	0,11	0,10	0,11	0,18	0,22	0,29	0,27	0,23	0,22	0,15	0,17
Б. Алмаатинское озеро	2,516	0,20	0,17	0,16	0,24	0,27	0,27	0,31	0,26	0,22	0,22	0,22	0,22
Ледник Центральный Туюксу	3,4—3,7	0,07	0,07	0,06	0,10	0,11	0,12	0,15	0,16	0,12	0,10	0,06	0,06
Тянь-Шань	3,610	0,14	0,13	0,12	0,15	0,16	0,18	0,19	0,15	0,14	0,13	0,14	0,14
Ледник Абрамова	3,840	0,10	0,09	0,09	0,15	0,16	0,18	0,18	0,16	0,14	0,13	0,13	0,15
Кара-Куль	3,950	0,13	0,08	0,07	0,11	0,13	0,13	0,15	0,15	0,12	0,12	0,16	0,15
Ледник Федченко	4,170	0,11	0,08	0,06	0,08	0,12	0,13	0,15	0,14	0,11	0,12	0,16	0,15

Примечание. Значения J получены из работ [173, 179, 197—200] и по наблюдениям гляциологической станции САНИИ Госкомгидромета на леднике Абрамова.

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

$$\lambda_0(z) = 0,383 - 0,068z; \quad (4.5)$$

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

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

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

$$\lambda(z, t) = 0,383 - 0,068z + (0,036 + 0,031z - 0,0084z^2) \times \\ \times \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - 373 + 59,5z - 11,7z^2) \right]. \quad (4.8)$$

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 Берлаге—Кастрова [187]

$$D = 0,38\lambda J, \quad (4.9)$$

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

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

$$Q_{\odot} = \frac{J_0 T_1}{\pi} \int_0^{\tau_{\odot}} \frac{\sin h_{\odot}}{\lambda(z, t) + \sin h_{\odot}} [\sin h_{\odot} + 0,38\lambda(z, t)] d\tau_1, \quad (4.10)$$

где T_1 — продолжительность суток, равная 1440 мин; $\tau_{\odot}$ — время восхода или захода солнца; время t_1 внутри суток выражено через периодическую функцию часового угла

$$t_1 = \frac{T_1}{2\pi} \tau_1.$$

В формуле (4.10) значение $\sin h_{\odot}$ определяется по известному из сферической астрономии соотношению

$$\sin h_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_1, \quad (4.11)$$

где φ — географическая широта; δ — склонение солнца; τ_1 — часовой угол солнца. В уравнении (4.11) величина склонения солнца на любую дату t внутри года представляет собой периодическую функцию времени

$$\delta(t) = 23,5 \sin \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - 173) \right] \quad (4.12)$$

в случае начала отсчета с 1 октября и $T_2 = 365$ сут.

Если φ и $\delta(t)$ заданы, определение времени $\tau_{\odot}$ восхода или захода солнца для любого пункта на равнине не представляет затруднений. Из (4.11) очевидно, что при $\sin h_{\odot} = 0$

$$\tau_{\odot} = \arccos(\pm \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta). \quad (4.13)$$

Однако для большинства горных ледников такой способ непригоден и задача расчета $\tau_{\odot}$, в принципе, столь же ясная, как и на равнине, сильно осложняется необходимостью учета и анализа большого объема информации о рельефе ледниковых долин.

В качестве примера влияния закрытости горизонта на астрономически возможную продолжительность солнечного сияния приведем результаты [154, 165], полученные на леднике Федченко и в различных пунктах на леднике Центральном Туяксу (табл. 4.2).

Таблица 4.2

Максимально возможная продолжительность солнечного сияния на ледниках Федченко и Центральном Туяксу (в % от астрономически возможной продолжительности)

Ледник	Месяц					
	V	VI	VII	VIII	IX	X
Федченко	80	80	80	86	84	78
Центральный Туяксу:						
конец языка	74	76	81	83	82	78
область абляции	76	78	83	84	82	70
фирновая область	70	72	79	79	76	66

Есть вполне очевидные причины считать, что для массовых расчетов поступления суммарной радиации $\bar{\tau}_в$ и $\bar{\tau}_з$ на ледниках могут быть получены только численным методом с применением ЭВМ.

Сущность разработанного автором [114] такого метода в обобщенном виде состоит в построении трехмерной численной модели линии горизонта на основе крупномасштабной топографической карты, вычислении для каждого пункта на леднике круговой диаграммы закрытости горизонта, последовательном определении положения и угловой высоты солнца на небесной сфере в течение дня относительно каждого из этих пунктов и установлении, таким образом, моментов пересечения солнцем соответствующей линии горизонта на востоке и западе, т. е. времени восхода и захода солнца для данного пункта.

Для всех пунктов на поверхности ледника принято, что линия горизонта совпадает с водораздельным гребнем, замыкающим бассейн ледника. Это упрощение в отдельных случаях приводит к не-

большим дополнительным погрешностям расчета восхода и захода солнца, однако значимость этих ошибок безусловно гораздо менее существенна по сравнению с неучетом вообще влияния рельефа на закрытость горизонта.

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

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

где при каждом фиксированном k i изменяется от 1 до n ; $x_{i\Gamma}$, $y_{i\Gamma}$, $z_{i\Gamma}$ и $x_{\kappa\Lambda}$, $y_{\kappa\Lambda}$, $z_{\kappa\Lambda}$ — планово-высотные координаты точек на линии горизонта «Г» и леднике «Л».

После расчета круговых диаграмм закрытости горизонта для всех пунктов на поверхности ледника выполняется определение угловой высоты и положения солнца на небесной сфере в течение дня с таким расчетом, чтобы, последовательно сравнивая угловые высоты солнца и углы закрытости горизонта каждого k -того пункта на леднике, установить моменты восхода и захода солнца относительно линии горизонта данного пункта.

Положение светила на небесной сфере может быть определено в экваториальной или горизонтной системе сферических координат. Пересечение меридиональной и зенитной осей этих координат друг с другом и с большим кругом небесной сферы образуют полярный треугольник, связывающий экваториальные координаты солнца с горизонтными посредством известных формул сферической тригонометрии. В частности, уравнение (4.11) является аналитическим выражением зависимости высоты солнца $h_{\odot}$ от географической широты пункта φ , склонения солнца δ и τ_1 — его часового угла.

Другой вариант решения полярного треугольника —

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

где A_z — азимут солнца, позволяет определить $\cos \tau_1$ по известным остальным элементам и в конечном счете установить по формуле (4.11) положение солнца на небесной сфере. Азимуты различных положений солнца в течение дня относительно k -того пункта на леднике принимаются равными азимутам отметок рельефа, образующих линию горизонта, поскольку для определения моментов восхода и захода необходимо сравнивать угловые высоты солнца с угловыми высотами точек на линии горизонта.

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

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

где

$$K_1 = \frac{2 \operatorname{tg} \delta \cos \varphi \sin \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 A_3} \quad (4.17)$$

и

$$K_0 = \frac{\operatorname{ctg}^2 A_3 - \operatorname{tg}^2 \delta \cos^2 \varphi}{\sin^2 \varphi + \operatorname{ctg}^2 A_3} \quad (4.18)$$

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

$$\begin{cases} \cos^2 \tau_1 - K_1 \cos \tau_1 - K_0 = 0; \\ \sin h_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau_1 \end{cases} \quad (4.19)$$

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

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

Из табл. 4.3 следует, что качество определений $Q_{\odot}(z, t)$ по выражению (4.10) является вполне приемлемым для региональных расчетов поглощенной радиации как одного из аргументов в фор-

Таблица 4.3

Относительные отклонения рассчитанных месячных сумм суммарной радиации от измеренных

Пункта	z км	Относительные отклонения, %											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Термез	0,309	-15	-2	3	2	6	4	5	2	-2	-8	-10	-12
Ташкент	0,477	-9	-10	-3	3	6	5	6	7	0	-5	-10	-7
Самарканд	0,695	-5	0	4	7	8	5	9	3	1	-6	-10	-7
Фрунзе	0,796	-12	-7	0	2	5	6	7	5	2	-9	-10	-11
Кызылча	2,075	-15	-18	-8	-10	-4	-3	-2	0	-3	-12	-14	-15
Тянь-Шань	3,610	-7	-3	-2	-1	2	3	4	1	-3	-8	-12	-10

муле интенсивности таяния снега и льда. Последующими шагами в использовании полученных данных о $Q_{\odot}(z, t)$ должны быть переход к значениям суммарной радиации при действительных условиях облачности $Q(z, t)$ и определение альбеда $A_K = A_K(z, t)$ пяти основных типов тающей поверхности ледника.

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

$$Q = Q_{\odot} f(C), \quad (4.20)$$

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

Исследование линейного и нелинейного вариантов зависимости $f(C) = Q/Q_{\odot}$ для территории Средней Азии по данным режимных метеорологических станций за 1960—1980 гг. показало, что коэффициенты корреляции в обоих случаях практически одинаковые. Полученные автором численные значения параметров в функции ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности приведены в табл. 4.4.

Как видно из таблицы, вариация параметра d в линейном варианте функции $f(C)$ не связана с высотой местности и скорее всего имеет случайный характер. Этот же вывод в полной мере справедлив для другого параметра const , который в любом случае при $C=0$ должен быть равен единице. В итоге, осреднив значения d по данным всех метеорологических станций, в табл. 4.4 найдем универсальную для Средней Азии функцию ослабления прихода суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности

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

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

$$f(C) = 1 - 0,0065C - 0,0046C^2, \quad (4.24)$$

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

Таблица 4.4
Параметры линейной функции ослабления суммарной радиации в зависимости от общей облачности (для территории Средней Азии)

Метеорологическая станция	z км	r	const	d
Тахиаташ	0,076	0,99	1,03	—0,06
Акмолла	0,108	1,00	1,00	—0,05
Чурук	0,124	0,96	1,05	—0,06
Чарджоу	0,188	0,99	0,99	—0,05
Бекибент	0,208	0,98	1,00	—0,05
Тамды	0,236	0,98	1,02	—0,06
Термез	0,309	0,98	0,98	—0,05
Кайракумское водохранилище	0,348	0,99	1,00	—0,05
Ташкент	0,477	0,99	1,02	—0,06
Фергана	0,578	0,98	1,00	—0,05
Фрунзе	0,756	0,99	1,01	—0,05
Душанбе	0,822	0,99	0,99	—0,05
Алма-Ата	0,847	0,99	0,97	—0,06
Сусамыр	2,061	0,87	0,94	—0,03
Кызылча	2,075	0,98	0,95	—0,05
Тянь-Шань	3,610	0,89	0,98	—0,03
Ледник Федченко	4,170	0,97	0,96	—0,04

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

Основным источником данных по общей облачности в гляциальных областях являются, очевидно, наблюдения на метеорологических станциях. При современном уровне освещенности высокогорных областей Средней Азии режимными метеорологическими наблюдениями оптимальным вариантом для локальных расчетов суммарной радиации представляется наличие в гляциальной зоне или вблизи нее хотя бы одной метеорологической станции.

В горах Средней Азии действует несколько десятков таких станций и этого, казалось бы, достаточно для оценок облачности, хотя бы в первом приближении. Однако продолжительность рядов наблюдений высокогорных метеорологических станций нередко оказывается недостаточной для подготовки многолетнего архива метеорологической информации. В этих случаях следует продлевать ряды наблюдений высокогорных пунктов на основе корреляционных связей между коротко- и длиннорядными станциями за совместный период работы. Приведенные в табл. 4.5 значения коэффициентов корреляции между баллами общей облачности в различных высотных зонах нескольких бассейнов Средней Азии показывают, что теснота зависимостей в течение года вполне достаточна для восстановления коротких рядов.

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

Таблица 4.5
Параметры корреляции между средней за день общей облачностью (в баллах) в различных высотных зонах некоторых водосборов Средней Азии

Месяц	Бассейн р. Пскем				Бассейн р. Исфара				Бассейн р. Иффары			
	(метеостанция Ойганг, 2,15 км; метеостанция, Пскем, 1,256 км)				метеостанция Джаптык, 3,1 км; метеостанция Исфара, 0,83 км				метеостанция Джаптык, 3,10 км; метеостанция Тангиворух, 1,31 км			
	N	r	a	b	N	r	a	b	N	r	a	b
Октябрь	248	0,95	0,93	0,22	217	0,84	0,77	0,33	403	0,90	0,88	0,55
Ноябрь	240	0,92	0,92	0,32	180	0,84	0,90	—0,22	390	0,89	0,90	0,33
Декабрь	248	0,94	0,92	0,52	186	0,86	0,85	0,27	403	0,91	0,92	0,45
Январь	248	0,93	0,93	0,17	186	0,86	0,86	0,27	372	0,91	0,91	0,60
Февраль	226	0,95	0,95	0,21	170	0,81	0,88	0,16	339	0,84	0,87	0,50
Март	248	0,91	0,96	0,17	186	0,86	0,90	0,18	372	0,91	0,91	0,67
Апрель	240	0,91	0,92	0,53	186	0,90	0,91	0,53	360	0,91	0,92	0,51
Май	248	0,92	0,92	0,81	186	0,87	0,81	0,79	372	0,91	0,86	0,96
Июнь	240	0,93	0,97	0,81	180	0,85	0,76	1,78	360	0,90	0,82	1,59
Июль	248	0,95	1,0	0,79	186	0,86	0,83	1,38	372	0,91	0,86	1,41
Август	248	0,91	0,98	0,56	186	0,90	0,91	0,62	372	0,91	0,97	0,86
Сентябрь	240	0,94	0,95	0,37	180	0,85	0,82	0,60	360	0,91	0,91	0,56

Примечания: 1. После названия метеостанций даны абсолютные высоты пунктов наблюдений. 2. N — количество местных значений средней общей облачности на рассматриваемых парах пунктов, r — коэффициент корреляции, a — коэффициент при аргументе, b — свободный член уравнения регрессии $C(z) = aC(z_0) + b$.

образующих портреты «средних ледников» в районах гляциальной области.

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

$$J_{\alpha\psi} = J \cos \Phi, \quad (4.25)$$

где

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

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

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

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

В (4.25) — (4.29) Φ — угол между нормалью к поверхности и лучом солнца; α — угол наклона склона; ψ_n — азимут проекции нормали к склону на горизонтальную поверхность; φ — географическая широта; δ — склонение солнца. При $\alpha=0$ формулу (4.25) можно записать в виде

$$J'(\tau_1) = J \cos(90^\circ - h_\odot). \quad (4.30)$$

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

$$f(\mu) = \frac{J_{\alpha\psi}}{J}, \quad (4.31)$$

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

$$\mu = \frac{u_1 \operatorname{tg} \delta + \sqrt{u_2^2 + (\sin \alpha \sin \psi_n)^2}}{\sin \varphi \operatorname{tg} \delta + \cos \varphi}, \quad (4.32)$$

где

$$u_1 = \cos \alpha \sin \varphi - \sin \alpha \cos \varphi \cos \psi_n; \quad (4.33)$$

$$u_2 = \cos \alpha \cos \varphi + \sin \alpha \sin \varphi \cos \psi_n \quad (4.34)$$

и рабочая формула для определения прихода прямой радиации на склоны различной крутизны и ориентации

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

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

Таким образом, в региональной модели процесса суммарного таяния в гляциальных областях расчет поступления суммарной радиации к поверхности ледника в течение года выполняется по формулам (4.10), (4.30), (4.23) и данным о средней за день общей облачности. Вероятно, в отдельных случаях вычисленные значения Q могут заметно отличаться от фактических вследствие неизбежных при региональном подходе упрощений и обобщений. Однако в целом за месяц, как показано в [100, 110], сходимость результатов расчета и измерений Q вполне удовлетворительная.

Важной частью расчета поглощенной радиации B_K как аргумента региональной формулы интенсивности таяния снега и льда является определение альбедо $A_K = A_K(z, t)$ основных типов поверхности ледника и снежного покрова во внеледниковых зонах водосбора.

В региональной модели процесса суммарного таяния ледников принято, что в течение периода абляции осредненные характеристики альбедо снега и льда задаются с учетом временной изменчивости как наиболее типичные значения для зимнего и летнего снега, старого фирна, обнаженного льда и льда под мореной, т. е. основных типов поверхности, наблюдающихся на ледниках в период абляции. Возникающие при этом задачи классификации и оценки пространственно-временной изменчивости средних значений альбедо однородной поверхности ледника были подробно рассмотрены в работах автора [105, 109 и 110] с привлечением вполне представительных материалов измерений A_K на ледниках многих горных стран Земного шара.

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

Анализ пространственно-временной изменчивости значений выявил следующее.

1. Отражательная способность тающей поверхности ледника достаточно четко классифицируется по нескольким грациям A_K , возникающим в связи с визуальными характеристиками покрытости пылью и мореной на поверхности снега и льда. Независимая проверка репрезентативности A_K в табл. 4.6 показала [40, 42, 72] хорошее согласование карт альбедо ледника Джанкуат, построенной по непосредственным измерениям и полученной на основе районирования и средних альбедо для выделенных типов поверхности.

2. Альбедосъемка различных поверхностей на ледниках Средней Азии показала весьма незначительную пространственную вариацию A_K на однородных площадях. Коэффициенты вариации для типов поверхности в табл. 4.6 составляют: I — 0,08; II — 0,10; III — 0,20; IV — 0,15; V — 0,10; VI — 0,10; VII — 0,08; VIII — 0,05 [109].

3. Анализ изменений во времени t ежедневных средних значений альбедо однородных поверхностей ледника позволяет в качестве вполне удовлетворительного приближения принять $A_K(\Delta t) \approx$

$\approx \text{const}$, по крайней мере для месячных интервалов. Графики на рис. 4.2 вместе с аналогичными иллюстрациями в [110] подтверждают этот вывод (пики, обусловленные летними осадками, не принимаются во внимание).

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

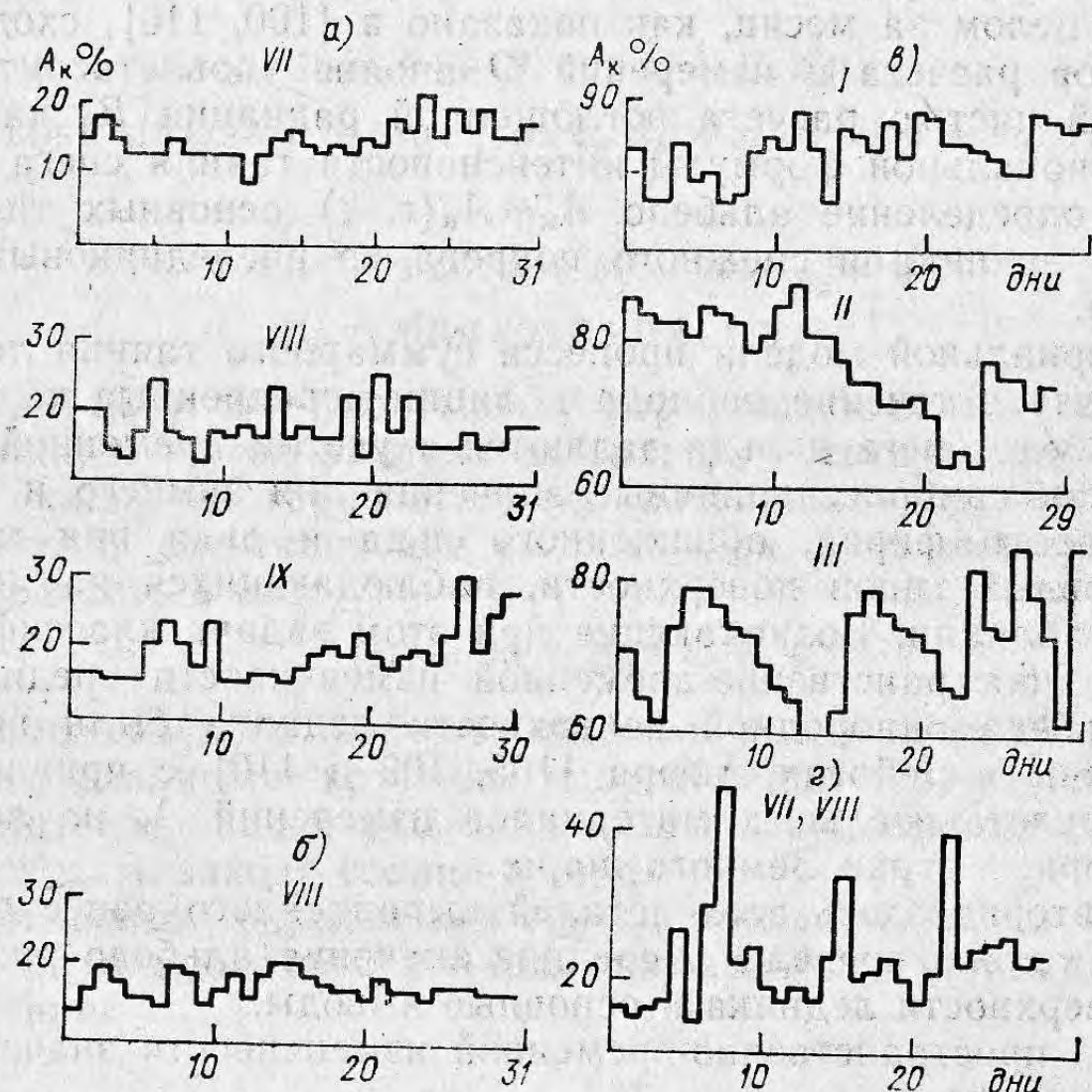


Рис. 4.2. Изменение средних за день значений альbedo однородной поверхности снега и льда в течение месяца.

а — по данным автора для ледника Медвежьего; б — по материалам УзУГКС по леднику Аютор-2; в — по данным метеостанции Кызылча; г — по наблюдениям Сектора географии АН КазССР по леднику Корженевского.

Характеристики альbedo (%) гляциальной области

Таблица 4.6

	Тип поверхности ледника							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пределы	10—14	15—20	21—25	26—33	34—42	43—51	52—67	71—85
Среднее	12	17	23	30	38	47	58	76

Примечание. I — лед под мореной, II — лед грязный, III — лед загрязненный, IV — лед слабозагрязненный, V — лед чистый, VI — старый снег, слабозагрязненный фирн, VII — чистый фирн, влажный снег, VIII — чистый сухой снег.

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

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

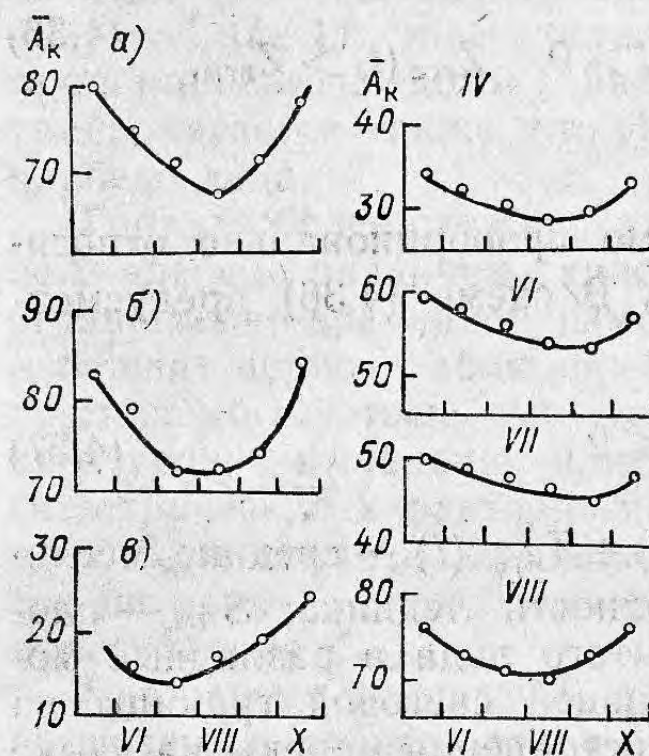


Рис. 4.3. Внутригодовой ход средних месячных значений альbedo однородных поверхностей снега и льда.

а — наблюдения [173] в фирновой области ледника Центральный Туюксу; б — наблюдения [162] для фирновой области ледника Витковского; в — альbedo льда по данным автора для ледника Медвежьего; IV, VI, VII, VIII_м — принятый внутригодовой ход альbedo соответствующих типов поверхности ледника (см. классификацию в табл. 4.7).

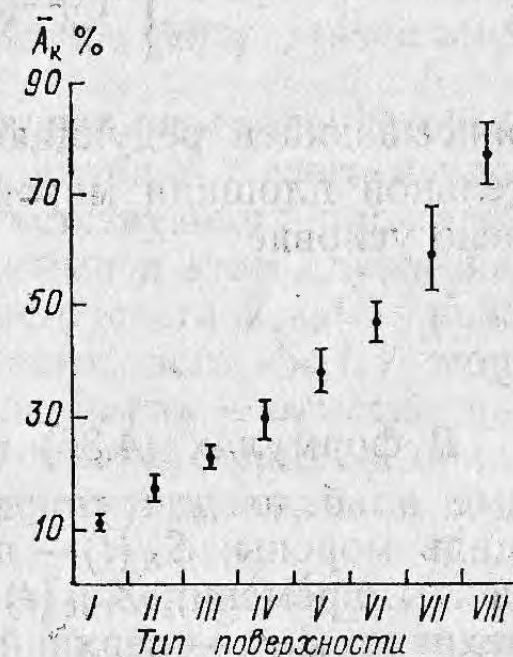


Рис. 4.4. Средние значения альbedo различных типов (точки) поверхности снега и льда и их изменчивость (сплошные линии). Названия типов см. в табл. 4.7.

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

Что касается сплошной морены на льду (тип I), то постоянство средних значений альbedo этого типа поверхности в течение мая—октября выглядит достаточно очевидным.

Для решения часто встречающейся задачи определения среднего альbedo в области абляции ледника рассмотрим рис. 4.4, где показано изменение $\bar{A}_k$ при переходе от одного типа поверхности к другому. Как видно, рост альbedo 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 альbedo для разновидностей поверхности на языке ледника после частичного

или полного стаивания зимнего снега выполняется по следующей схеме:

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

$$\bar{A}_{k_{II-III}}(t) = \begin{cases} \bar{A}_{k_{IV}}(t) & \text{при } S_{\text{лм}} = 0, \\ \frac{\bar{A}_{k_{IV}}(t)}{1 + \frac{S_{\text{лм}}}{S_{\text{л}}(t)}} & \text{при } S_{\text{лм}} > 0, Z_{\text{гсс}}(t) > Z_{\text{вгм}}, \end{cases} \quad (4.36)$$

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

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

В формулах (4.36) и (4.37) $\bar{A}_{k_I}(t) \div \bar{A}_{k_{IV}}(t)$ — средние месячные альбедо для типов I—IV поверхности ледника; $S_{\text{лм}}$ — площадь морены; $S_{\text{л}}(t)$ — площадь открытого льда в различные моменты времени; $Z_{\text{гсс}}(t)$ — высота сезонной снеговой границы на леднике; $Z_{\text{вгм}}$ — верхний предел распространения морены на языке ледника, определяемый на основе кривой $s(z)$.

Немногочисленные данные [73, 110, 155, 156, 216] альбедосъемок показывают, что отражательная способность поверхности ледников наиболее изменчива (коэффициент вариации 0,3—0,5 и более) в областях абляции, частично покрытых сплошной мореной. При этом отношение площади морены к площади открытого льда, плотность моренного слоя, его фракционный состав являются основными факторами, определяющими пространственную вариацию альбедо на языках ледников. Можно полагать, что метод расчета $\bar{A}_k$, 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 интенсивности таяния поверхности снега. В этом случае для расчета альбедо использована модель Е. Б. Трофимовой [202], в которой изменение $\bar{A}_k(z, t)$ в дни без осадков принимается пропорциональным потоку тепла в снег. Позже аналогичное решение было предложено В. Б. Чистяевым [218].

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

$$A_k(t+1) = \begin{cases} \bar{A}_{k_{VIII}}, \\ \bar{A}_k(t) - (A_k(t) - \alpha_2)\alpha_3\Pi(t+1)\varphi[\Pi(t+1)], \end{cases} \quad (4.38)$$

где $\bar{A}_{k_{VIII}}$ — альбедо свежавыпавшего снега; $\Pi = f(B_k, \Theta)$ — внешний поток тепла в снег; α_2 и α_3 — эмпирические параметры,

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

Согласно этой схеме, в дни с твердыми осадками A_k равно альбедо свежавыпавшего снега, в дни без снегопадов при $\Pi \leq 0$, $A_k(t) = A_k(t+1)$ и в остальных случаях $\Delta A_k = A_k(t+1) - A_k(t)$ пропорционально потоку внешнего тепла в снег. В работе [202] предполагается также, что A_k снега ограничено снизу значениями альбедо льда.

Гораздо более сложную задачу представляет определение среднего альбедо различных типов поверхности ледника с учетом пространственно-временной изменчивости соответствующих площадей в течение периода абляции. Входными данными в этом случае являются: абсолютные высоты границы зимнего снега $Z_{\text{гсс}}(t)$, нижнего уровня выпадения или залегания летнего снега $Z_{\text{лс}}(t)$, морфометрические характеристики «среднего ледника» — отметки начала Z_n и конца Z_k ледника, средней многолетней границы области питания $Z_{\text{фг}}$, площади морены $S_{\text{лм}}$ и верхней границы ее распространения $Z_{\text{вгм}}$.

Блок-схема расчета $\bar{A}_k$ различных типов поверхности ледника приведена в работе автора [119]. Эта же процедура включает определение и запоминание средних взвешенных высот $\bar{z}(t)$ для площадей пяти основных типов поверхности ледника. Согласно статистической модели гляциальной области, изложенной в разделе 1.2, значения $\bar{z}(t)$ необходимы для расчетов составляющих суммарного таяния ледников.

4.1.2. Температура воздуха и осадки

Средние суточные значения температуры воздуха Θ и суточные суммы осадков q в течение года на различных высотах в гляциальной области и во внеледниковых зонах горного водосбора использованы для описания и расчета почти всех основных блоков региональной модели режима ледников: баланс аккумуляции и абляции, движение сезонной снеговой границы, интенсивность таяния снега и льда, даты начала и конца периода таяния льда. Рассмотрим принятые для этих целей способы описания закономерностей $\Theta(z, t)$ и $q(z, t)$ в условиях Средней Азии.

Как известно, в условиях атмосферы зависимость

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

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. Субботиной [193], изменение с высотой температуры приземного слоя воздуха в горах Средней Азии в целом также подчиняется закономерности (4.40). При этом внутрисуточная и внутригодовая вариации $\gamma(t)$ в существенной мере [182, 193] обусловлены «фактором котловинности», характеризующим геометрию мезорельефа. Установлена также [146, 148, 215] связь вертикального градиента температуры воздуха с условиями погоды в горной долине.

Таким образом, для получения хорошего приближения к истинным значениям средней температуры воздуха на различных высотах необходимо учитывать пространственное распределение форм мезорельефа и другие азональные факторы. Исходные данные для решения указанной задачи в бассейнах рек Средней Азии в настоящее время отсутствуют, поэтому в региональной модели процесса суммарного таяния ледников применяется обобщение и сглаживание локальных особенностей поля температуры в горах. Обеспечивается это путем осреднения морфометрических характеристик оледенения по районам гляциальной области, расчета γ для зависимости $\Theta(z)$ в целом для бассейна, описания внутригодовой изменчивости γ в конкретном бассейне реки по средним месячным значениям температуры воздуха.

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

$$\gamma(t) = \gamma_0 + \eta_\Theta \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - t_0) \right], \quad (4.41)$$

где γ_0 — средний годовой градиент, η_Θ — полуамплитуда изменения $\gamma(t)$, $T_2 = 365$ сут, t — номер дня в течение года, t_0 — дата максимума $\gamma(t)$.

Линейное уравнение (4.40) вполне удовлетворительно описывает вертикальный профиль $\Theta(z)$ в бассейне, если измерения температуры воздуха на различных абсолютных высотах проведены над достаточно однородной подстилающей поверхностью. При наличии оледенения в бассейне, условие однородности подстилающей поверхности нарушается, что приводит к физически ясному, хотя и слабо изученному явлению «скачка температуры воздуха» на границе гляциальной области и изменению вида общего для бассейна вертикального профиля температуры воздуха.

Следствием нелинейности общего профиля $\Theta(z)$ является возрастание вертикального градиента температуры воздуха γ между пунктами, расположенными на различных подстилающих поверхностях (грунт—лед). В связи с этим при экстраполяции по формуле (4.40) значений $\Theta(z_0)$ через высотную границу гляциальной области необходимо, по крайней мере в течение периода май—октябрь, введение соответствующей поправки к вертикальному градиенту температуры.

Для определения величины поправки рассмотрим приведенные в табл. 4.7—4.8 результаты выполненных автором и другими исследователями [91, 92, 144, 156] расчетов вертикального градиента температуры воздуха для пунктов на однородных (грунт—грунт) и неоднородных (грунт—лед) поверхностях в ряде бассейнов рек Средней Азии и Кавказа. В табл. 4.7—4.8 включены также случаи убывания вертикального градиента γ при переходе общего профиля $\Theta(z)$ через границу оледенения. Этот вариант изменения с высотой вертикального градиента, по-видимому, является аномальным и объясняется локальными особенностями мезорельефа в районе расположения метеорологической станции. Возможно, что причина отрицательных разностей градиентов в табл. 4.7—4.8 кроется в повышенной облачности за рассматриваемый ряд лет на ледниковых метеопунктах. А увеличение общей облачности, как показано П. А. Черкасовым и Т. Ермекбаевым [215], способствует возрастанию «скачка температуры воздуха» над ледником.

Малое количество общих вертикальных профилей $\Theta(z)$ в бассейнах рек Средней Азии, включающих пункты на грунтовой и ледниковой поверхностях, не позволяет установить и описать закономерности изменения $\gamma(t)$ при переходе $\Theta(z)$ через границу оледенения. В качестве первого приближения значения поправки к вертикальному градиенту температуры при экстраполяции $\Theta(z)$ в гляциальную область примем среднее за май—октябрь значение положительной разности γ для пунктов измерения температуры воздуха на однородных (грунт—грунт) и неоднородных (грунт—лед) подстилающих поверхностях. Вследствие нелинейности общего вертикального профиля $\Theta(z)$ в бассейне значение поправки зависит от близости пункта на грунтовой поверхности к границе оледенения и возрастает по мере сокращения этого расстояния.

Приведенные в табл. 4.7—4.8 данные определений вертикального градиента $\gamma(t)$ в бассейне ледника Федченко показывают, что над однородной ледяной поверхностью наблюдается уменьшение летних градиентов температуры воздуха и приближение их к значениям для пунктов на грунтовой поверхности.

Рассмотренные здесь материалы подтверждают достаточно сложный характер и слабую изученность «скачка температуры воздуха» при переходе $\Theta(z)$ через высотную границу оледенения. В связи с этим при экстраполяции $\Theta(z_0)$ по формуле (4.40) в течение мая—октября через границу гляциальной области следует использовать выражение (4.41) вида

$$\gamma(t)_{v-x} = \gamma_0 + \eta_\Theta \cos \left[\frac{2\pi}{T_2} (t - t_0) \right] + \overline{\Delta\gamma}_{v-x}, \quad (4.42)$$

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

Внутригодовой ход вертикальных градиентов температуры воздуха в бассейнах рек Средней Азии и Кавказа

Пункт измерения температуры воздуха	Δz км	Вертикальный градиент температуры γ град/км												γ_0 ср. год	$\overline{\Delta\gamma_{VI-IX}}$	$\overline{\Delta\gamma_{V-X}}$
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Гарм — Алтынмазар	1,406	5,55	4,84	5,12	4,84	4,98	4,98	5,26	5,48	4,98	5,33	5,48	5,62	5,20		
Гарм — ледник Витковского	3,584	5,11	5,30	5,64	6,53	6,86	7,11	7,11	7,28	7,25	6,92	5,83	5,13	6,34	2,01	1,92
Алтынмазар — ледник Витковского	2,178	4,82	5,60	5,97	7,62	8,08	8,49	8,31	8,45	8,72	7,94	6,06	—0,55	6,63	3,31	3,16
Гарм — Дараут-Курган	1,154	6,76	5,98	5,81	6,33	4,85	5,89	6,07	6,59	6,50	6,33	7,28	7,37	6,31		
Гарм — ледник Абрамова	2,514	4,53	4,57	5,33	6,52	6,80	7,60	8,11	8,27	7,72	7,00	6,68	5,37	6,54	1,66	1,54
Дараут-Курган — ледник Абрамова	1,360	2,65	3,38	4,93	6,69	8,46	9,04	9,85	9,71	8,75	7,57	6,18	3,68	6,74	3,07	2,85
Сангистон — Искандеркуль	0,682	6,60	7,92	8,21	7,77	7,48	8,80	8,80	7,77	7,18	6,60	6,60	5,72	7,45		

Сангистон — ледник ГПП	2,078	6,54	7,36	8,52	8,76	8,66	9,05	8,28	8,18	7,70	7,75	7,41	6,98	7,93	0,16	0,49
Искандеркуль — ледник ГПП	1,396	6,52	7,09	8,67	9,24	9,24	9,17	8,02	8,38	7,95	8,31	7,81	7,59	8,17	0,24	0,74
Терскол — Пик Терскол	0,904	5,64	5,64	6,97	7,30	7,30	6,08	6,31	5,97	5,20	5,09	4,98	4,09	5,88		
Терскол — Ледовая База	1,554	5,73	6,69	6,82	7,66	6,95	6,69	6,63	6,56	4,50	5,92	5,08	5,21	6,20	0,20	0,21
Пик Терскол — Ледовая База	0,650	5,85	8,15	6,62	8,15	6,46	7,54	7,08	7,38	3,54	7,08	5,23	6,77	6,64	0,49	0,52
Покровка — Б. Кызылсу	0,810	7,90	6,54	6,67	7,53	8,02	8,77	8,89	8,64	7,90	7,28	7,78	8,40	7,86		
Покровка — ледник Карабаткак	1,560	5,00	4,81	5,38	6,35	6,79	7,18	7,50	7,24	6,67	6,09	5,71	5,45	6,18	—1,40	—1,33
Б. Кызылсу — ледник Карабаткак	0,750	1,87	2,93	4,00	5,07	5,47	5,47	6,00	5,73	5,33	4,80	3,47	2,27	4,37	—2,91	—2,78

Примечание. Значения $\Delta\gamma$ в табл. 4.7 и 4.8 за периоды V—X и VI—IX представляют собой разности вертикальных градиентов для пунктов на неоднородных (грунт—лед) и однородных (грунт—грунт) поверхностях в бассейне.

Таблица 4.8

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

Пункт измерения температуры воздуха	Δz км	Вертикальный градиент γ				$\overline{\Delta\gamma}_{VI-IX}$
		VI	VII	VIII	IX	
В. Горельник — Мын-жилки	0,745	6,58	7,65	7,11	6,98	
В. Горельник — ледник Центральный Туюксу	1,198	5,93	7,43	6,76	6,26	-0,48
Мынжилки — ледник Центральный Туюксу	0,453	4,86	7,06	6,18	5,08	-1,28
Байтык — Алаарча	1,371	6,35	6,93	6,49		
Байтык — ледник Голубина	1,886	6,79	7,21	6,95		0,39
Алаарча — ледник Голубина	0,515	7,96	7,96	8,16		1,43
Гушары — Майхура	0,640	7,50	8,44	7,34	7,19	
Гушары — ледник Якарча	2,840	6,55	6,94	6,69	6,06	-1,05
Майхура — ледник Якарча	2,200	6,27	6,50	6,50	5,73	-1,36
Алтынмазар — пойма р. Сельдары	0,120	9,20	10,10	10,10	8,30	
Пойма р. Сельдары — ледник Бивачный	0,700	13,00	12,30	13,10	14,40	3,88
Метеопункты на льду и фирне ледника Федченко	0,900	4,70	6,80	6,50	7,20	

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

Полустационарные исследования на ледниках Средней Азии показали [63, 64, 144, 158], что изменение γ наблюдается не только в описанной выше ситуации, но и переходе в пределах гляциальной области со льда на снег или фирн. Однако повсеместное отсутствие необходимой систематической информации для надежной численной оценки этого явления заставляет ограничиться в настоящей работе упомянутым вариантом (4.42).

Наиболее общим выражением зависимости сумм осадков от высоты местности в горах Средней Азии, как показано в работах [17, 18, 170], является формула

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

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 водосборах Средней Азии проанализирована в работе [170], а внутригодовой ход этих коэффициентов — в [35, 170].

Не останавливаясь на всех деталях исследования зависимостей $q(z, t)$, содержащихся в упомянутых работах, отметим только, что, согласно [35, 170], удовлетворительным аналитическим приближением временной изменчивости b_2 и b_3 считаются выражения:

$$b_2(t) = \bar{b}_2 + A_2 \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_2)\right]; \quad (4.46)$$

$$b_3(t) = \bar{b}_3 + A_3 \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_3)\right], \quad (4.47)$$

которые использованы автором при расчете суточных сумм осадков в бассейнах рек Средней Азии по формуле (4.43). Здесь $\bar{b}_3$ и $\bar{b}_2$ — среднегодовые значения параметров b_3 и b_2 ; A_2 и A_3 — полуамплитуда их изменения; $T_2 = 365$ сут, t_2 и t_3 — константы, учитывающие сдвиг фаз.

Численные значения коэффициентов для зависимостей (4.43) — (4.47) в бассейнах рек Средней Азии определяются по данным метеорологических станций и постов, которые за крайне редкими исключениями расположены за пределами гляциальных областей. Следовательно, формула (4.43) не отражает известного явления повышенной концентрации зимне-весенних твердых осадков на поверхности ледника по сравнению с накоплением снега на тех же высотах на склонах бассейна ледника. Возникает аналогичная учету «температурного скачка», но практически невыполнимая задача введения соответствующих поправок в месячные и сезонные значения аккумуляции на ледниках, если их рассчитывать согласно уравнению (4.43). В связи с этим автором разработан метод косвенного определения годовой аккумуляции на ледниках.

Данный метод, основанный на расчете многолетнего ряда максимальных высот снеговой границы на ледниках и учитывающий балансовое соотношение между аккумуляцией и абляцией, подробно изложен в главе 3 настоящей работы.

Использование одномерного выражения (4.43) для описания вертикального распределения осадков предполагает также, что высота местности является доминирующим фактором в многомерной зависимости осадков от пространственных координат. Практические подтверждения этого положения для бассейнов рек Средней Азии содержатся во многих гидрологических и климатологических обобщениях (см., например, [76, 78, 79]). Следует, однако, иметь в виду, что в зависимости от масштаба описания закономерностей поля осадков во внеледниковых зонах бассейнов состав аргументов в уравнении (4.43) может быть увеличен. Так, расчет частных коэффициентов корреляции для зависимостей месячных и годовых сумм осадков от удаленности от тыловых и боковых гребней водоразделов в бассейнах рек Талас, Сурхандарьи, Ахангаран показал [31], что влияние горизонтальных координат на распределение осадков, как правило, является значимым. Особенно существенной остаточная корреляция осадков с расстоянием x до тылового гребня оказалась в бассейне р. Сурхандарьи для периода октябрь—май ($r_{q_{x/z}} = 0,65 \div 0,90$).

Аналогичные результаты получены Л. Д. Богдановой и М. И. Геткером [14, 29] для сумм осадков за год и периоды октябрь—март, апрель—сентябрь по бассейнам р. Нарын и оз. Иссык-Куль, Чаткальскому, Кураминскому, Ферганскому и Алайскому хребтам. При этом в целом для бассейна оз. Иссык-Куль для любых интервалов времени влияние высоты местности на распределение осадков выглядит гораздо менее эффективным по сравнению с влиянием расстояния.

Однако на мезомасштабном уровне обобщения информации по осадкам коэффициент корреляции годовых сумм осадков с высотой над уровнем моря в одном из частных водосборов (р. Чон-Кызылсу) бассейна оз. Иссык-Куль, определенный автором по данным [59], оказался равным 0,90.

Перечисленные сведения, по мнению автора, доказывают возможность существования в бассейне горной реки семейства индивидуальных зависимостей $q(z)$, отражающих мезомасштабные особенности распределения осадков в условиях сложной орографии. Для учета этих особенностей вертикального распределения осадков в региональной модели суммарного таяния ледников существуют два пути: 1) если позволяют исходные данные, определять параметры уравнения (4.43) применительно к районам гляциальной области, 2) использовать для расчетов накопления снега во внеледниковых зонах бассейна только ту часть общей зависимости $q(z)$, которая относится к достаточно однородному по условиям аккумуляции интервалу высот.

4.2. Блок-схема региональной модели процесса суммарного таяния ледников

Дифференцированный по типам поверхности расчет внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии состоит из ряда подготовительных и вычислительных операций, выполняемых в определенной последовательности.

Наиболее трудоемкой частью расчета суммарного таяния является предварительная подготовка и обобщение режимно-справочных материалов. На стадии подготовки данных для конкретного речного бассейна выполняются следующие процедуры:

а) создание на машинном носителе (перфокарты, магнитная лента) первичного многолетнего архива суточных сумм осадков, средних суточных значений температуры воздуха и баллов общей облачности по наблюдениям метеорологической станции;

б) определение параметров зависимостей осадков, температуры воздуха и общей облачности от высоты местности и описание внутригодового хода этих параметров;

в) выделение в пределах гляциальной области групп ледников более или менее однотипных по морфологическим признакам или расположенных в однородных ороклиматических условиях;

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

д) расчет за многолетний период индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях и реконструкция соответствующего по времени ряда максимальных высот снеговой границы для каждой из выделенных групп ледников.

На первом этапе расчета суммарного таяния ледников в некотором бассейне определяются даты начала и конца периода таяния льда на концах «средних ледников». Для расчета $d_{нл}$, начиная с 1 октября с шагом по времени 1 сутки и по высоте 10 м для всей гляциальной области в интервале высот от самой низкой из всех отметок Z_k до самой высокой из Z_n «средних ледников» вычисляется по схеме (3.61) распределение водности сезонного снежного покрова как функция высоты местности. На каждом шаге по t последовательно снизу вверх проверяется условие (3.62), выполнение которого является критерием для определения дат начала таяния льда на концах «средних ледников».

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

В качестве исходной информации для расчета многолетнего ряда $d_{нл}$ и $d_{кл}$ в отдельных районах гляциальной области необходимы многолетний архив метеорологических элементов (тем-

пература воздуха, осадки, общая облачность), морфометрические параметры «средних ледников», географическая широта гляциальной области, параметры локальных зависимостей $\Theta(z, t)$, $q(z, t)$, региональных формул интенсивности таяния и ослабления суммарной радиации в зависимости от баллов общей облачности и др. Эти данные подробно перечислены в описаниях программ ARMELT и SMELT.

Заключительный этап расчета суммарного таяния ледников делится по времени на 3 части: с 1 мая до $d_{нл}$, от $d_{нл}$ до $d_{кл}$, от $d_{кл}$ до 31 октября. Общая для оледенения Средней Азии продолжительность расчетного периода с 1 мая по 31 октября принята для того, чтобы $d_{нл}$ и $d_{кл}$ при любых условиях находились внутри интервала времени, который захватывает предшествующий и последующий за периодом таяния льда сезоны, когда ледники полностью покрыты снежным покровом. Таким образом, дифференцированный расчет составляющих суммарного таяния согласно модели (1.30) естественно вписывается во внутригодовой режим аккумуляции и таяния в гляциальных областях.

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

Расчет процессов таяния и выпадения снега на «средних ледниках» с 1 мая до дат начала таяния льда выполняется в региональной модели с шагом по времени 1 сут и по высоте 50 м в интервале от Z_k до Z_n . 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. Распределения по z всех этих переменных используются в расчетах объемов таяния $v_{зс}(t)$ и $v_{лс}(t)$. Определение альбедо $A_k(z, t)$ зимнего и весенне-летнего снега выполняется по схеме (4.38).

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

Как показано в разделе 3.3, относительный и абсолютный вклады каждого из этих компонентов в суммарные объемы таяния за моменты t и в целом интервал времени $d_{кл} - d_{нл}$ зависят, в частности, от высоты сезонной снеговой границы на ледниках. В связи с этим основой для определения слагаемых суммарного таяния в гляциальных областях является расчет движения $Z_{гсс}$ от $d_{нл}$ до $d_{кл}$.

Расчет $Z_{гсс}(t)$ выполняется по формуле (3.49) с учетом выпадения и таяния летне-осеннего снега отдельно для каждого

района-подмножества в гляциальной области с шагом по времени 1 сут. В зависимости от положения $Z_{гсс}(t)$ относительно устойчивых характерных отметок на «средних ледниках» (Z_k , $Z_{вгм}$, $Z_{фг}$, Z_n), выделяем на их поверхности интервалы высот и площади с различными условиями таяния: $S_{лм}(t)$ при $S_{лм} > 0$; $S_{л}(t)$; $S_{ф}(t)$ при $Z_{гсс}(t) > Z_{фг}$; $S_{зс}(t)$; $S_{лс}(t)$ при $q_{лс}(t) > 0$. Для каждого из 5 типов поверхности находим среднюю взвешенную высоту и на этом уровне температуру воздуха и суммарную радиацию с учетом ослабления общей облачностью. Среднее альбедо для каждого типа поверхности ледника определяется по методу автора, изложенному в разделе 4.1.1.

Затем выполняется расчет таяния $v_{лм}(t)$, $v_{л}(t)$, $v_{ф}(t)$, $v_{зс}(t)$, $v_{лс}(t)$ и суммирование этих величин по группам ледников в интервалах высот от Z_k до $Z_{макс}$ и от $Z_{макс}$ до Z_n с шагом по высоте 50 м.

После окончания периода таяния льда всю поверхность ледника покрывает постепенно накапливающийся снег очередного периода аккумуляции. Средний слой вновь выпадающих твердых атмосферных осадков определяется по формуле (3.58). В промежутках между снегопадами возможно незначительное таяние осеннего снежного покрова, если позволяет приток внешнего тепла. Расчет накопления и таяния снега на ледниках в интервале времени от $d_{кл}$ до 31 октября выполняется с шагом по $t = 1$ сут и с учетом распределения по высоте основных факторов таяния — солнечной радиации и температуры воздуха.

Таким образом, минимальной пространственной разрешающей способностью региональной модели процесса суммарного таяния является группа ледников или район-подмножество гляциальной области. Для каждой такой группы расчет составляющих суммарного таяния и ледникового стока с 1 мая до 31 октября выполняется с шагом по времени 1 сут. Шаг по высоте с 1 мая до $d_{нл}$ и от $d_{нл}$ до 31 октября составляет 50 м.

Полученный, согласно изложенной модели, внутригодовой гидрограф суммарного таяния ледников может быть непосредственно использован как функция поступления в моделях трансформации таяния в сток. Опыт показал [119], что при этом достигается высокая степень сходимости измеренного и вычисленного гидрографов стока. Тем не менее, учитывая необходимость осреднения в формулах интенсивности таяния и качество пространственной экстраполяции в высокогорных бассейнах данных по температуре воздуха, осадкам и общей облачности, результаты расчета внутригодового режима суммарного таяния и ледникового стока целесообразно также осреднять за декадные или месячные интервалы времени.

Расчеты многолетнего режима суммарного таяния ледников и ледникового стока в соответствии с изложенной здесь методикой были выполнены в следующих бассейнах рек Средней Азии: Малая Алмаатинка, Алаарча, Талас, Пскем, Исфара, Зеравшан (Матча), Сарыджас, Муксу и отдельно для бассейна ледника

Федченко и ледника Абрамова (бассейн р. Коксу, Алайский хребет). Региональная модель автора с успехом была использована также на Кавказе в бассейнах рек Терек и Ингури.

4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников

Исходя из опыта полевых гляциологических исследований, можно утверждать, что корректное определение объема суммарного таяния V_M на площади отдельного ледника или их группы возможно только путем раздельной оценки таяния зимнего и летнего снега, фирна, обнаженного льда, и льда под мореной. Многолетние непосредственные измерения с хорошей точностью составляющих V_M в течение всего периода абляции практически неосуществимы для гляциальной области и даже на отдельных ледниках сопряжены с большими техническими трудностями.

Описание методики расчета таяния ледников показывает, что даже сравнительно несложная региональная модель процесса суммарного таяния в гляциальных областях включает различные физико-статистические зависимости, описывающие внутригодовой режим аккумуляции и абляции на ледниках и ряд численных процедур, необходимых для получения в координатах z, t промежуточных и заключительных результатов расчета.

Независимо от структуры такой модели к числу блоков, принципиально необходимых в расчетной схеме, следует отнести:

- обобщение морфометрических характеристик множества ледников, образующих гляциальную область;

- разработку регионального метода расчета интенсивности таяния на поверхности ледников Средней Азии в условиях ограниченности исходной информации;

- определение в соответствии с размерностью модели, метеорологических характеристик (осадки, солнечная радиация, температура воздуха, облачность, альбедо и т. д.), обуславливающих интенсивность таяния снега, фирна и льда в течение периода абляции;

- создание на техническом носителе архива входной информации в форме удобной для расчета суммарного таяния ледников на ЭВМ;

- расчет в каждом году дат начала и конца периода абляции;

- определение внутригодовой изменчивости площадей зимнего и летнего снега, льда под мореной, открытого льда и фирна на ледниках;

- суммирование результатов вычислений составляющих V_M , представление их в виде, соответствующем уровню обобщения входной информации в расчетных формулах.

На различных этапах разработки и реализации региональной модели процесса суммарного таяния неизбежно возникновение систематических и случайных погрешностей. Как правило, эти погрешности связаны либо с сознательным упрощением решения

в связи с недостатком входной информации и ограниченными возможностями ее пространственно-временной экстраполяции в условиях сложной орографии, либо с неполнотой знаний о моделируемом процессе.

Исследование возможностей проверки результатов расчета суммарного таяния в целом за период абляции или отдельные месяцы показывает, что в большинстве случаев нет достаточных оснований использовать как эталон данные непосредственных измерений таяния на ледниках. В основном эти сведения относятся к довольно ограниченному в пространстве или во времени диапазону условий расхода снега и льда в сравнительно доступных и безопасных местах области абляции.

Прямые определения аккумуляции и абляции на ледниках являются пригодными для оценки качества региональной модели процесса суммарного таяния, если количество пунктов измерений и их планово-высотное расположение установлены методом оптимизации ошибки выборочного среднего искомым характеристике (см., например, [52, 53, 81—83]). Такая постановка вопроса требует детального исследования и аналитического описания закономерностей пространственной и временной изменчивости полей аккумуляции и абляции на ледниках. Эта проблема в целом пока не имеет удовлетворительного решения, хотя некоторый практический опыт уже имеется. Так, в работе [75] особенности статистической структуры поля толщины снежного покрова на леднике Абрамова использованы для оптимизации количества пунктов измерений.

На леднике Джанкуат принята [40, 42, 155] методика определения таяния по регулярной сетке реек в высотноморфологических зонах, имеющих достаточно однородные показатели экспозиции и крутизны поверхности. Вертикальная протяженность высотноморфологических зон составляет от 50 до 130 м. Такой подход, несомненно, способствует хорошему приближению к истинным значениям таяния, для оценки которого тем не менее необходим учет пространственных корреляционных связей таяния внутри высотноморфологических зон.

Поскольку точность и репрезентативность прямых измерений суммарного объема таяния или его составляющих неизвестны, было бы нецелесообразно принять критерий достоверности результатов расчета в виде минимума абсолютного значения разности $\Delta = V_{M_p} - V_{M_{из}}$ между вычисленным V_{M_p} и измеренным $V_{M_{из}}$ объемами таяния. Более правильным и универсальным способом оценки является графическое сравнение и определение коэффициента корреляции между величинами V_{M_p} и $V_{M_{из}}$. На графике связи легко установить наличие систематических или случайных отклонений результатов расчета относительно условия $V_{M_p} = V_{M_{из}}$, а качество связи следует оценивать, используя критерии принятые в системе Госкомгидромета СССР, для линейных прогностических зависимостей. Так, согласно [175], зависимость считается хорошей, если коэффициент корреляции составляет не менее 0,80.

Учтя изложенные здесь соображения, рассмотрим результаты проверки соответствия измеренных и рассчитанных объемов таяния ледников.

Наиболее подходящим в Средней Азии объектом для анализа качества результатов расчета составляющих V_M является группа 12 Туюксуйских ледников в верховьях р. Малой Алмаатинки. На самом крупном из них — леднике Центральном Туюксу — сотрудники Сектора географии АН КазССР в течение нескольких десятилетий осуществляют обширную программу стационарных и полустационарных гляциологических исследований. Результаты работ систематически публикуются и в существенной мере способствуют развитию и уточнению представлений о режиме современного горного оледенения.

Относительно методики измерения составляющих суммарного объема таяния на ледниках Туюксуйской группы из работ К. Г. Макаревича и П. Ф. Шабанова [162, 166] известно, что абляционные наблюдения производились на четырех ледниках по 90 рейкам. Эти рейки были установлены на 15 поперечных профилях в различных условиях таяния, причем 66 реек и 7 поперечников находились на языке ледника Центрального Туюксу. Показания по рейкам, забуренным в лед на глубину до 3 м, снимались как минимум в начале и конце периода абляции.

Аккумуляция и таяние зимнего и летнего снежного покрова на языках и областях питания ледников Туюксуйской группы наиболее детально изучались [63, 167, 194] на леднике Центральном Туюксу, где наряду с измерениями на 7 ранее упомянутых поперечных профилях, в фирновой области проводилась снегосъемка и было установлено 8 реек. Наблюдения за режимом снежного покрова осуществлялись также на поверхности ледников Иглы Туюксу (2 поперечных профиля) и Молодежного (1 профиль, хотя и в несравненно меньшем объеме).

Таким образом, из всех измеряемых на Туюксуйских ледниках составляющих суммарного объема таяния наиболее подходящими для сравнения с результатами расчета являются приведенные в работах [162, 165, 166, 168] выборочные оценки объемов V_M таяния льда под мореной, обнаженного льда и старого фирна в целом за период абляции. О погрешностях этих оценок в указанных работах не сообщается.

Расчет внутригодового и многолетнего режима таяния на ледниках Туюксуйской группы был выполнен за 1941—1974 гг. на основе стандартной метеорологической информации, данных Каталога ледников СССР и сведений в работах [161, 165]. Для определения средней суточной интенсивности таяния снега и льда были использованы региональная и локальные одно- и двухфакторные формулы $M(B_K, \Theta)_{\text{рег}}$, $M(B_K, \Theta)_{\text{лок}}$ и $M(\Theta)_{\text{лок}}$.

В соответствии с предложенным здесь критерием рассмотрим представленные в табл. 4.9 и на рис. 4.5 оценки сходимости выборочных рассчитанных и измеренных значений суммарного объема таяния льда и старого фирна на Туюксуйских ледниках.

Оценивая результаты сравнения измеренных и вычисленных по различным формулам объемов таяния льда и старого фирна в группе Туюксуйских ледников отметим следующее.

1. Высокие коэффициенты корреляции между V_{M_p} и $V_{M_{\text{и}}}$ указывают на однозначность временной изменчивости и устойчивость относительной амплитуды суммарных объемов таяния в сравни-

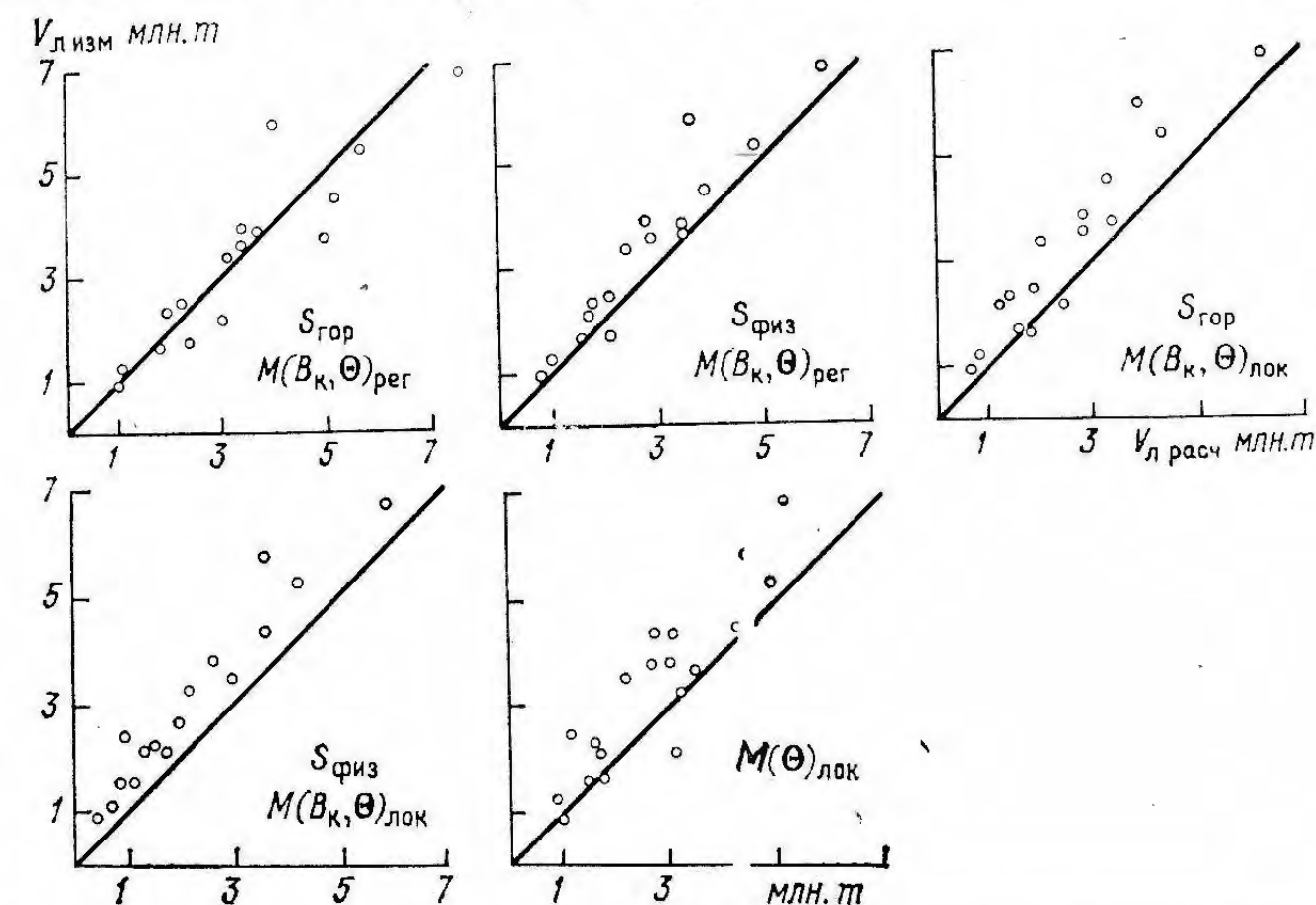


Рис. 4.5. Сходимость рассчитанных с применением различных формул интенсивности таяния и измеренных объемов суммарного таяния льда на шести ледниках Туюксуйской группы в бассейне р. Малой Алмаатинки.

Таблица 4.9

Оценка сходимости измеренных и рассчитанных объемов таяния

Характеристика	Формула для расчета интенсивности таяния				
	$M(B_K; \Theta)_{\text{рег}}$		$M(B_K; \Theta)_{\text{лок}}$		$M(\Theta)_{\text{лок}}$
	$S_{\text{гор}}$	$S_{\text{физ}}$	$S_{\text{гор}}$	$S_{\text{физ}}$	$S_{\text{гор}}$
$r_{\text{и; в}}$	0,91	0,95	0,94	0,94	0,92
$\bar{V}_{M_{\text{и}}} \text{ выч. млн. т}$	3,40	2,78	2,61	2,33	2,74
Коэффициент вариации	0,20	0,20	0,18	0,17	0,20

Примечания: 1. $r_{\text{и; в}}$ — коэффициент корреляции измеренных и вычисленных объемов таяния за 1957—1974 гг. 2. Коэффициент вариации измеренных объемов таяния равен 0,20. 3. Средний за 17 лет измеренный объем таяния равен 3,25 млн. т. 4. $S_{\text{гор}}$, $S_{\text{физ}}$ — варианты расчета таяния на горизонтальной или физической поверхностях ледников.

ваемых выборках. Следовательно, если рассматриваемые выборки V_{M_p} , $V_{M_{и}}$ использовать для построения зависимости с некоторой третьей переменной; то результат был бы практически одинаковым.

2. Несколько сложнее обстоит дело с оценками условия равенства объемов V_{M_p} и $V_{M_{и}}$, поскольку результаты вычислений обусловлены не только формулами интенсивности таяния, но и точностью расчета дат начала и конца периода абляции.

Расчеты дат конца периода абляции оказались наиболее близкими к наблюдениям и лишены систематической ошибки, когда в вычислениях интенсивности таяния по локальной формуле $M(B_k, \Theta)$ учитывались экспозиция и уклон поверхности Туюксуйских ледников. В большинстве случаев удовлетворительные результаты расчета $d_{кл}$ дало применение региональной формулы $M(B_k, \Theta)$ также с учетом уклона и экспозиции поверхности.

Таким образом, принимая во внимание дополнительное условие наилучшей сходимости наблюденных и рассчитанных дат начала и конца периода абляции, самыми обоснованными являются результаты расчета таяния льда и старого фирна по локальной и региональной формулы $M(B_k, \Theta)$ с учетом уклона и экспозиции поверхности. Косвенным подтверждением этого вывода можно считать также заметное уменьшение разброса точек на графиках сравнения объемов V_{M_p} и $V_{M_{и}}$ при $S=S_{физ}$ относительно вариантов V_{M_p} при $S=S_{гор}$.

3. Судя по рис. 4.5, объемы таяния, полученные с использованием двухфакторных формул, несколько занижены относительно измеренных значений. Варьируя параметры зависимостей $q(z, t)$, $\Theta(z, t)$ или в других эмпирических формулах, нетрудно добиться почти идеального совпадения сравниваемых объемов. Однако такая корректировка эмпирических формул имеет смысл, если известно, что результаты измерений таяния являются абсолютным контрольным эталоном.

4. Результаты использования региональной формулы $M(B_k, \Theta)$ для определения дат начала и конца периода абляции и объемов таяния льда и старого фирна на Туюксуйских ледниках подтверждают целесообразность применения этой формулы в гляциальной области Зайлийского Алатау.

Таким образом, проверка разработанной автором схемы расчета на примере определения одного из основных компонентов суммарного таяния в группе Туюксуйских ледников показала приемлемость методики в целом.

Удобным объектом для контроля расчетов суммарного таяния является также ледник Абрамова (Алайский хребет, бассейн р. Коксу), где Среднеазиатский региональный научно-исследовательский институт (САНИИ им. В. А. Бугаева Госкомгидромета) проводит стационарные гляциологические работы по программам международных гидрологических и гляциологических проектов.

Определения составляющих суммарного таяния на леднике Абрамова выполняются сотрудниками САНИИ ежепентадно по абляционным рейкам и посредством периодических снегомерных съемок. По сообщению [74, 75, 156, 197], плотность пунктов измерений таяния в области абляции составляет 23 рейки на 1 км², а в фирновой области — 9 реек на 1 км².

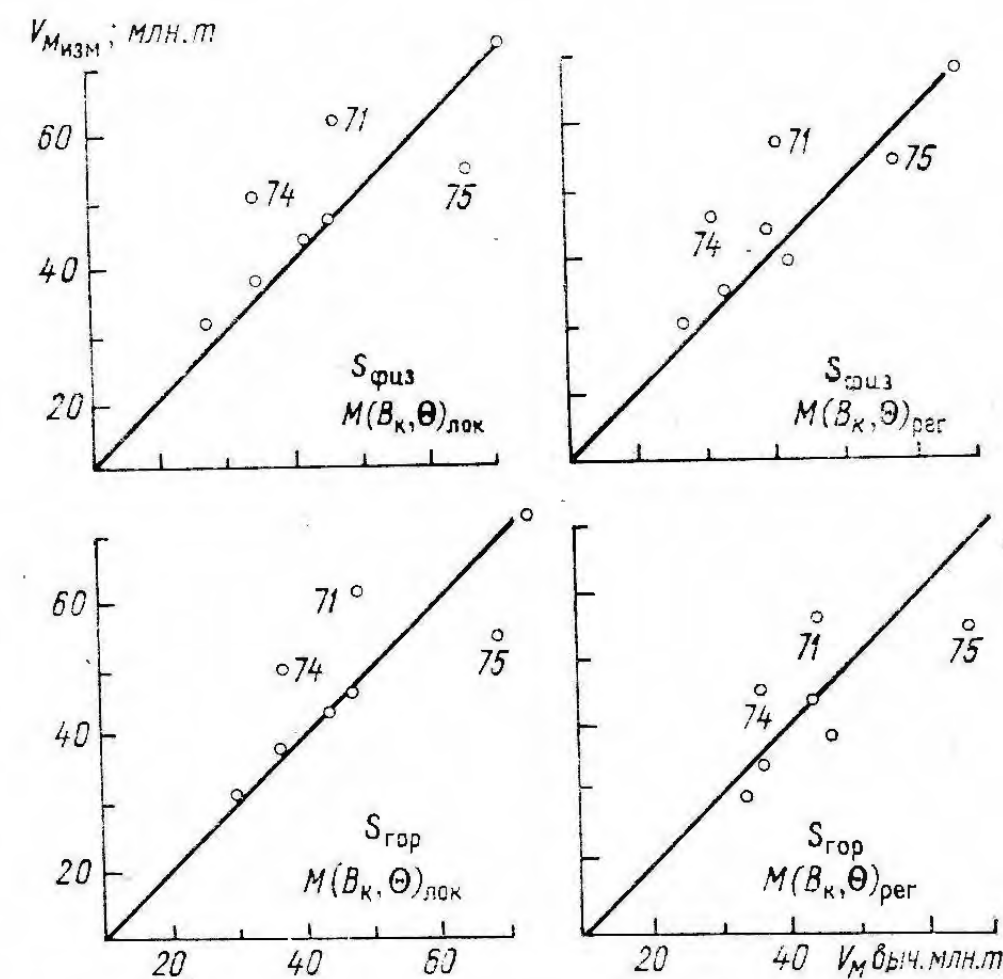


Рис. 4.6. Сходимость вычисленных и измеренных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова.

Числа у точек — годы.

Входной информацией для расчетов V_M и его составляющих служили данные измерений температуры воздуха, осадков и общей облачности на метеорологической станции Ледник Абрамова и морфометрические характеристики глетчера, содержащиеся в работах [74, 156, 197]. Для сравнения с результатами расчетов суммарного таяния на леднике Абрамова использованы обобщения за 1968—1975 гг. измерений составляющих баланса массы, приведенные в работе [156].

Сходимость измеренных и рассчитанных объемов суммарного таяния на леднике Абрамова иллюстрирует рис. 4.6. В связи с ограниченностью длины сравниваемых выборок коэффициенты корреляции между V_{M_p} и $V_{M_{и}}$ не вычислены.

Графический анализ условия равенства объемов $V_{M_{и}}$ и V_{M_p} позволяет считать вполне удовлетворительными результаты еще одной проверки метода расчета суммарного таяния. Важно отме-

тить также хорошее качество расчетов V_M с использованием региональной формулы $M(B_K, \Theta)$ и средних значений уклона и экспозиции поверхности ледника Абрамова.

Помимо использования при определении V_M обобщенных показателей уклона и экспозиции поверхности ледников существует и другая возможность уточнения результатов расчета суммарного таяния, которую правильнее рассматривать как необходимый этап при реализации предлагаемого метода. Суть этой процедуры заключается в повторном анализе и оптимизации состава индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальной области.

В разделе 3.1 было показано, что начальный состав I_B должен включать метеорологические элементы, являющиеся косвенными характеристиками приходной и расходной статей водного баланса бассейна. Поскольку эти элементы измеряются в отдельных, весьма редких пунктах в водосборах, то критерием репрезентативности имеющих в наличии пункт-элементов принята теснота зависимости того или иного компонента I_B или их суммы с объемом летнего стока.

Определенный таким способом индекс баланса используется для оценок $Z_{\max}$, которые необходимы для расчета суммарных объемов таяния V_M и V_{M_1} в течение многолетнего периода. Эти объемы целесообразно рассматривать в качестве первого приближения функций $V_M = f(I_B)$ и $V_{M_1} = f(I_B)$, чтобы, дополняя состав I_B , попытаться повысить коэффициент корреляции данных зависимостей.

Возможность уточнения состава индекса баланса основана на привлечении в I_B метеорологических элементов, позволяющих улучшить описание условий таяния и соответственно репрезентативность результатов расчета $Z_{\max}$, V_M , V_{M_1} . Уточненный индекс баланса используется затем для повторных определений $Z_{\max}$ и составляющих суммарного таяния гляциальной области.

Описанная процедура представляет собой итерацию, которая, несомненно, способствует уменьшению погрешностей расчета V_M и V_{M_1} . Эффективность такой итерации иллюстрируют примеры уточнения начального состава индекса баланса, представленные в табл. 4.10.

Как видно из табл. 4.10, добавление в начальный состав I_B индекса общей облачности существенно увеличило коэффициенты корреляции связей $V_M(I_B)$ и $V_{M_1}(I_B)$ в гляциальных областях бассейнов рек Пскем и Исфара. Значение этого компонента для уточнения условий таяния в течение мая—октября очевидно.

В третьей главе работы при обсуждении вопросов использования восстановленных многолетних рядов $Z_{\max}$ на примере бассейна р. Пскем установлена возможность упрощенного расчета $Z_{\max}$ по эмпирическим формулам (3.19)—(3.23), аргументом которых являлся индекс баланса в его начальном составе. Учитывая результаты уточнения состава компонентов I_B в гляциальной

Таблица 4.10

Коэффициенты корреляции объемов суммарного таяния V_M и V_{M_1} с различными вариантами состава индексов баланса в бассейнах рек Пскем и Исфара

Формула интенсивности таяния	Объем таяния	Начальный состав индекса баланса		Варианты уточнения начального состава индекса баланса			
		р. Пскем		р. Исфара			
		р. Пскем	р. Исфара	р. Пскем	р. Исфара	р. Пскем	р. Исфара
		q_{X-VI} Θ_{V-IX}	q_{X-IV}	q_{X-VI} Θ_{V-IX} C_{VII-IX}	q_{X-IV} Θ_{V-IX} h_{VII-IX}	q_{X-IV} C_{V-IX}	q_{X-IV} Θ_{VII-IX} C_{V-IX}
$M(B_K, \Theta)_{\text{рег}}$	$V_M = f(I_B)$	-0,808	-0,877	-0,872	-0,856	-0,842	-0,967
	$V_{M_1} = f(I_B)$	-0,878	-0,869	-0,908	$\approx$	$\approx$	-0,877
	$V_M = f(I_B)$	-0,524	—	-0,628	-0,636	-0,612	—
	$V_{M_1} = f(I_B)$	-0,854	—	-0,891	$\approx$	$\approx$	—
$M(\Theta)_{\text{лок}}$	$V_M = f(I_B)$						-0,973
	$V_{M_1} = f(I_B)$						$\approx$
	$V_M = f(I_B)$						—
	$V_{M_1} = f(I_B)$						—

Примечания: 1. V_M — суммарный объем таяния зимнего и летнего снега, льда под мореной, обнаженного льда и старого фирна; V_{M_1} — объем таяния льда и старого фирна;

2. q , Θ , C , h , e — компоненты индекса баланса; q — осадки; Θ — температура воздуха; C — общая облачность; h — относительная влажность; e — упругость водяного пара.

3. Знак $\approx$ указывает, что добавление в состав I_B данного компонента не увеличивает коэффициент корреляции соответствующей зависимости; (—) означает, что анализ не производился.

области бассейна р. Пскем, приведем здесь окончательные варианты тех же эмпирических уравнений для $Z_{\max}$ (км):

$$\text{район 1: } Z_{\max} = 3,544 - 0,450 I_{B*}; \quad (4.48)$$

$$\text{район 2: } Z_{\max} = 3,619 - 0,569 I_{B*}; \quad (4.49)$$

$$\text{район 3: } Z_{\max} = 3,598 - 0,474 I_{B*}; \quad (4.50)$$

$$\text{район 4: } Z_{\max} = 3,789 - 0,493 I_{B*}; \quad (4.51)$$

$$\text{район 5: } Z_{\max} = 3,895 - 0,322 I_{B*}. \quad (4.52)$$

Среднеквадратичная ошибка расчета $Z_{\max}$ соответственно 0,020; 0,025; 0,021; 0,022; 0,014. Таким образом, уточнение состава I_B более чем в два раза уменьшило погрешность определения $Z_{\max}$ в бассейне р. Пскем по формулам $Z_{\max} = f(I_B)$.

В дополнение к сравнениям рассчитанных значений суммарного таяния с данными прямых измерений рассмотрим сходимость осредненных для гляциальных областей косвенных оценок среднего многолетнего слоя аккумуляции ($\tilde{L}_{Ak}$). В частности, значение $\tilde{L}_{Ak}$ нетрудно получить на основе балансового соотношения

$$\tilde{L}_{Ak} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_{Abi} / S_{\text{гл}}, \quad (4.53)$$

где $S_{\text{гл}}$ — количество лет, $S_{\text{гл}}$ — площадь ледников в гляциальной области, а расходная часть баланса массы оледенения в каждом i -том году

$$V_{Abi} = V_{\text{лм}} + V_{\text{л}} + V_{\text{ф}} + V_{\text{лс}} \quad (4.54)$$

определена путем реализации разработанного автором метода расчета составляющих V_M .

Другим способом косвенной оценки $\tilde{L}_{Ak}$ является широко используемое (см., например, [89, 141, 184, 210, 230]) для определения аккумуляции равенство

$$\tilde{L}_{Ak} = \hat{L}_{Ab} \quad (4.55)$$

на уровне границы фирнового питания $Z_{\text{фг}}$. В настоящее время для расчета $\tilde{L}_{Ak}$ в уравнении (4.55) используются формулы вида $\tilde{L}_{AB} = f(\bar{\Theta}_{VI-VIII})$, предложенные в работах [141, 142, 207].

Значения $\hat{L}_{Ak}$ и $\tilde{L}_{AB}$ могут быть приравнены друг другу при определенных условиях: а) $Z_{\text{фг}}$ является средней взвешенной высотой ледника, б) пространственная изменчивость $\tilde{L}_{Ak}$ может быть описана линейной функцией абсолютной высоты. Тогда, как показано в работе [170], имеет место строгое равенство $\tilde{L}_{Ak} = \hat{L}_{Ak}$.

На основе анализа материалов в Каталоге ледников СССР и данных по балансу массы ледников в работах [248, 249, 264] полагаем, что перечисленные условия выполняются по крайней мере для групп ледников.

В табл. 4.11 представлены косвенные оценки среднего многолетнего слоя аккумуляции в ряде гляциальных областей Средней Азии, полученные независимыми методами согласно выражениям (4.54) и (4.55). Как видно, сходимость значений $\tilde{L}_{Ak}$ и $\hat{L}_{Ak}$ не оставляет желать лучшего, что еще раз подтверждает вполне удовлетворительное качество результатов расчета составляющих V_M и баланса массы ледников по методу, изложенному в настоящей работе.

Таблица 4.11
Определение среднего многолетнего слоя аккумуляции в ряде гляциальных областей Средней Азии

Гляциальная область	$S_{\text{гл}}$ км ²	Модель (1.30)		$\hat{L}_{Ak}$ мм	Автор
		V_{AB} млн. м ³	$\tilde{L}_{Ak}$ мм		
Зеравшан (Матча)	472,7	931,1	1970	1920	[230]
Муксу	1270,1	462,3	360	<500	[143]
Ствол ледника Федченко	214,0	262,3	1220	1200	[143]

Аналогичное заключение можно сделать также в итоге сопоставления рассчитанных объемов таяния открытого льда на площади ствола ледника Федченко в 1959 г. На основе многочисленных материалов, полученных на леднике Федченко по программе МГГ, объем $V_{\text{л}}$ определен Ю. Н. Лесником [154] равным 171 млн. м³. По нашим расчетам значение $V_{\text{л}}$ в 1959 г. составило 180 млн. м³.

С целью изучения возможностей применения разработанной автором схемы расчета суммарного таяния ледников за пределами горной территории Средней Азии было выполнено определение месячных объемов таяния льда, фирна, зимнего и летнего снега на ледниках Большого Кавказского хребта в бассейнах рек Терека за 1950—1974 гг. и Ингури за 1951—1975 гг.

Общая площадь ледников в бассейне р. Терека составляет [92] 102,2 км², или 6,5 % площади водосбора до гидропоста Орджоникидзе. Оледенение бассейна р. Ингури занимает [91] 284,5 км², или 10,3 % площади водосбора до гидропоста Хаиши. Ледники бассейна р. Ингури расположены на южном склоне Большого Кавказского хребта в условиях обильного увлажнения. Средняя годовая сумма осадков в гляциальной области превышает здесь [92] 2000 мм и сравнительно равномерно распределена внутри года. Гляциальная область в бассейне р. Терека находится на северном склоне Большого Кавказа, где по данным работы [92] средняя годовая сумма осадков достигает 1400—1500 мм. Только одна четвертая часть годовой суммы осадков выпадает в течение ноября—марта. Таким образом, режим аккумуляции и

таяния на ледниках в рассматриваемых бассейнах довольно различен.

Для расчета на ЭВМ объемов таяния ледников в бассейне р. Терека использованы двухфакторная $M(B_k, \Theta)$ региональная формула (2.66) интенсивности таяния, полученная по измерениям на ледниках Средней Азии, и однофакторная локальная формула

$$\tilde{M}_{10} = 0,69\bar{\Theta}_{10} + 0,28, \quad (4.56)$$

параметры которой определены автором по данным [92, 211] измерений M и Θ на леднике Гергети. При выводе формулы (4.56) использованы 52 пары средних декадных значений таяния и температуры воздуха. Коэффициент корреляции зависимости $M(\Theta)$ равен 0,86, среднеквадратичная ошибка расчета M составляет 0,73 см/сут. Формула (4.56) применялась также для расчетов суммарного таяния ледников в бассейне р. Ингури.

Оценки репрезентативности и качества рассчитанных объемов суммарного таяния ледни-

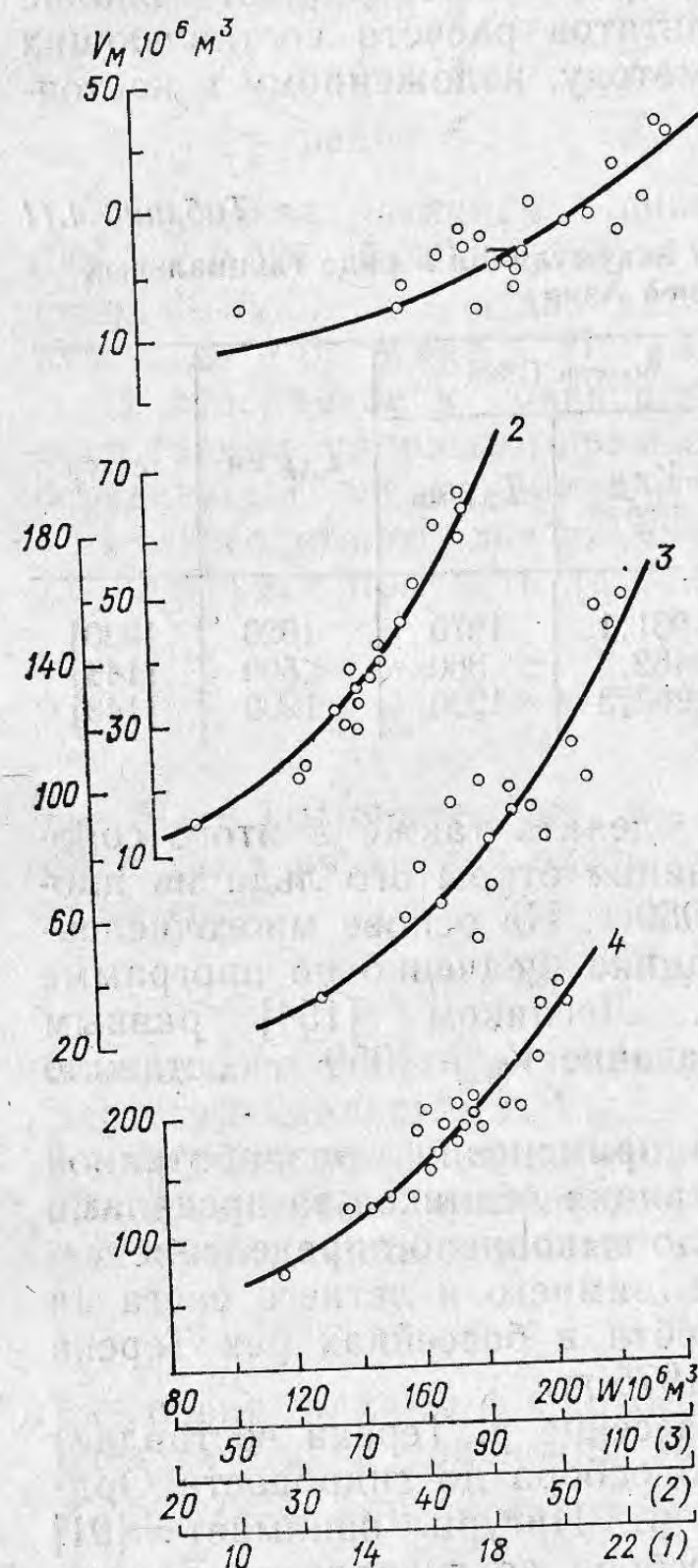


Рис. 4.7. Зависимость между суммарными объемами таяния V_M и ледникового стока $W_{ГЛ}$ в отдельных районах гляциальной области бассейна р. Терек.

1 — р. Чхери — гп Казбеги; 2 — р. Гизельдон — гп Даргавс; 3 — р. Терек — гп Казбеги; 4 — р. Терек — гп Орджоникидзе.

ков V_M в бассейнах рек Терека и Ингури получены путем графического сравнения значений V_M и объемов ледникового стока $W_{ГЛ}$ в этих же бассейнах, определенных по методу В. Ш. Цомая [212]. В обоих случаях результаты сравнения показывают хорошее согласование между объемами таяния и ледникового стока в гляциальных областях бассейнов рек Терека и Ингури.

В качестве примера рассмотрим результаты сравнения объемов V_M и $W_{ГЛ}$ в бассейне р. Терека, представленные на рис. 4.7. Ха-

рактерной чертой графиков для отдельных районов, несомненно подтверждающей хорошее качество расчетов V_M , является тесная зависимость между объемами V_M и $W_{ГЛ}$ и систематическое превышение суммарного объема таяния над ледниковой составляющей стока р. Терека. Тем самым показана приемлемость в условиях Кавказского оледенения не только в целом метода расчета суммарного таяния ледников, но и региональной формулы $M(B_k, \Theta)$ интенсивности таяния, полученной по данным измерений на ледниках Средней Азии.

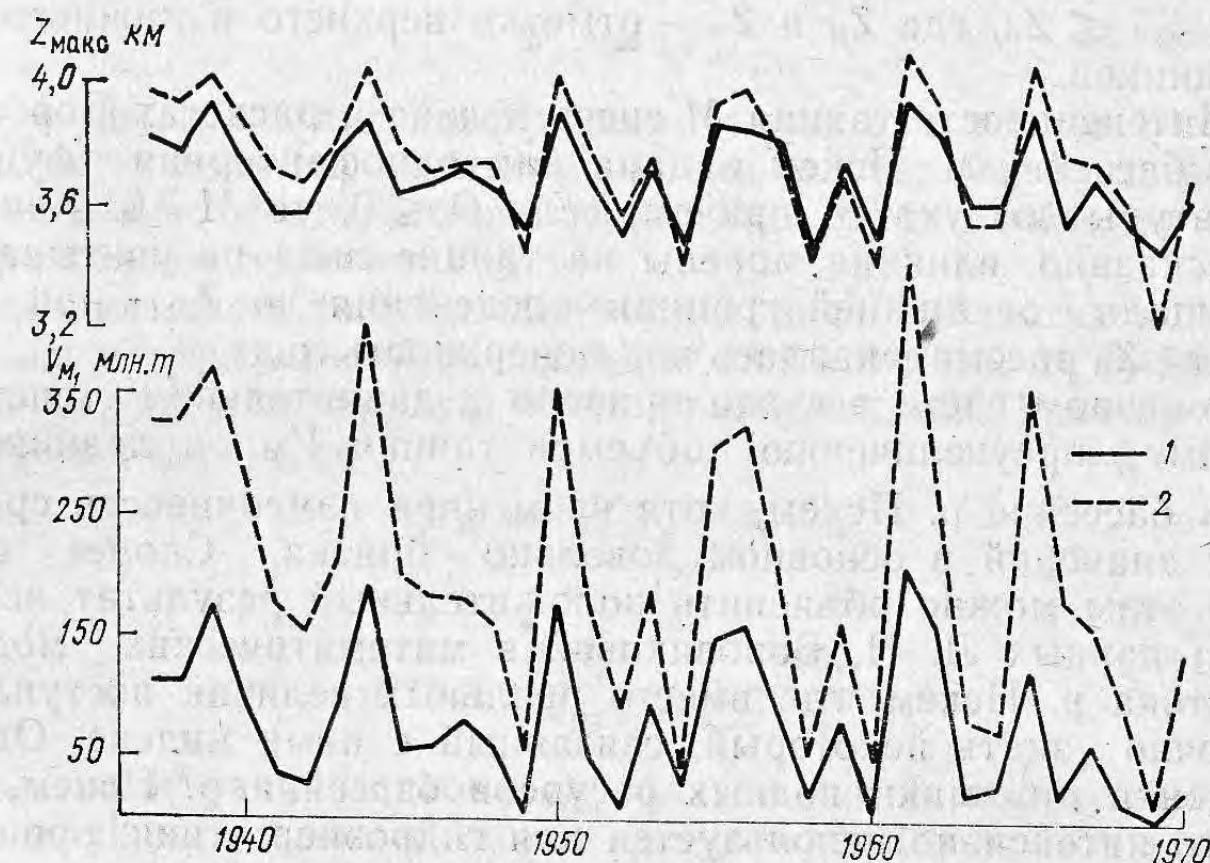


Рис. 4.8. Графическое сравнение $Z_{\max}$ сезонной снеговой границы и объемов ледникового стока V_M в бассейне р. Пскем, рассчитанных по методу автора (1) с результатами вычислений по методу Л. Н. Боровиковой (2).

Удачной попыткой включить в модель формирования стока в бассейнах рек Средней Азии хотя бы некоторые принципиальные особенности условий таяния на ледниках является работа Л. Н. Боровиковой [17, 18]. В частности, суммарный объем таяния льда в модели Боровиковой определяется с учетом движения в течение года границы сезонного снежного покрова по поверхности водосбора. В связи с этим имеет смысл сравнение наших и полученных Боровиковой для бассейна р. Пскем значений $Z_{\max}$ сезонной снеговой границы и суммарных объемов таяния льда. Отметим, что таяние льда под мореной и старого фирна при $Z_{\max} > Z_{фг}$ в модели Боровиковой не рассматривается.

Графическое сопоставление для бассейна р. Пскем полученных автором значений $Z_{\max}$ сезонной снеговой границы и объемов таяния V_M , с результатами расчета аналогичных характеристик по модели Боровиковой показано на рис. 4.8.

Систематическое расхождение сравниваемых данных объясняется следующими причинами.

1. В модели Боровиковой движение снеговой границы $Z_{гсс}$ в диапазоне высот от нижней Z_k до верхней Z_n границ оледенения рассчитывается по тем же зависимостям, что и на внеледниковой территории. Естественно, при этом не учитываются существенные отличия в аккумуляции и скорости таяния зимнего снега, наблюдаемые в гляциальных областях. Смена на графике знака отклонений $Z_{макс}$ в отдельные годы вызвана тем, что в модели автора диапазон варьирования $Z_{макс}$ на «средних ледниках» задан в виде $Z_k \leq Z_{макс} \leq Z_n$, где Z_k и Z_n — отметки верхнего и нижнего концов ледников.

2. Интенсивность таяния M снега и льда в расчетах Боровиковой по бассейну р. Пскем задана как однофакторная функция температуры воздуха Θ , причем, если $\Theta \leq 0$, то $M=0$. Как уже было сказано, влияние морены на таяние льда не учитывалось, а площадь от нижней границы оледенения до $Z_{гсс}$, при $Z_k < Z_{гсс} \leq Z_n$ рассматривалась как поверхность 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 сравниваемых значений в основном довольно близка. Скорее всего, именно этим можно объяснить положительный результат использования данных Л. Н. Боровиковой в математических моделях [170] стока р. Пскем, где вместо реальных величин поступления достаточно знать некоторый, связанный с ними индекс. Однако для оценки динамики водных ресурсов бассейна р. Пскем, сток которого интенсивно используется для гидроэнергетики, орошения и других нужд, использования такого индекса недопустимо.

Сравнение предшествующих и вновь полученных данных о $Z_{макс}$ снеговой границы и объемах таяния V_M в бассейне р. Пскем показало, что применение более совершенной методики расчета таяния в гляциальной области позволяет существенно уточнить представление о величинах суммарного таяния ледников. А это имеет несомненное научное и практическое значение для характеристики водных ресурсов бассейна, обоснования вопросов получения дополнительного объема ледникового стока, исследования режима и эволюции оледенения.

4.4. Таяние и сток в гляциальных областях

В результате детальных исследований водно-ледового баланса установлено [40, 41, 155, 159, 261 и др.], что ледники не являются пассивными дренажными системами для стока талой воды. Постепенное насыщение водой зимнего снега на ледниках в начале периода абляции, заполнение внутриледниковых емкостей и последующее их опорожнение приводит к систематическому увеличению водоотдачи ледников во второй половине абляционного пе-

риода, когда коэффициент стока превышает единицу. Ежегодно определенная часть талой воды не попадает в русло реки, так как вследствие инфильтрационного льдообразования становится элементом приходной части баланса массы ледников.

Учитывая эти особенности водоотдачи ледников, рассмотрим методы определения годовых объемов ледникового стока и его внутригодового гидрографа.

В первом приближении очевидной формой взаимосвязи между суммарными за год или май—октябрь объемами таяния ледников и ледникового стока $W_{гл}$ является уравнение

$$W_{гл} = \eta V_M, \quad (4.57)$$

где η — интегральный коэффициент стока за период абляции. Суммарную величину испарения можно или временно не рассматривать, или полагать, что она учтена при определении суммарного объема таяния ледников V_M .

Условия стока талой воды на леднике в областях с положительным и отрицательным годовым балансом массы существенно различны, поэтому правую часть уравнения (4.57) следует представить в виде

$$\eta V_M = \eta_1 V_{M_d} + \eta_2 V_{M_n} \quad (4.58)$$

или

$$\eta = \eta_1 \frac{V_{M_d}}{V_M} + \eta_2 \frac{V_{M_n}}{V_M}, \quad (4.59)$$

где η_1 — коэффициент стока из области д с отрицательным годовым балансом массы ледника; η_2 — коэффициент стока из области п с положительным годовым балансом массы ледника; граница раздела между ними проходит на высоте, равной $Z_{макс}$; V_{M_d} и V_{M_n} — суммарные объемы таяния в соответствующих областях.

По окончании абляционного периода все перечисленные объемы таяния и площади областей д и п известны, поэтому вместо (4.59) напишем

$$\eta = \eta_1 \frac{M_d S_d}{M_{гл} S_{гл}} + \eta_2 \frac{M_n S_n}{M_{гл} S_{гл}}, \quad (4.60)$$

откуда видны все аргументы, определяющие интегральный коэффициент стока. В (4.60) $M_{гл}$, M_d , M_n — некоторые средние слои таяния на площадях $S_{гл}$, S_d , S_n , удовлетворяющие условиям

$$M_{гл} = \frac{V_M}{S_{гл}}; \quad (4.61)$$

$$M_d = \frac{V_{M_d}}{S_d}; \quad (4.62)$$

$$M_n = \frac{V_{M_n}}{S_n}. \quad (4.63)$$

Для ледников с фирновым питанием, которых в Средней Азии абсолютное большинство, область д при $Z_{\max} \leq \bar{Z}_{\text{фг}}$ включает только язык ледника, а при $\bar{Z}_{\text{фг}} < Z_{\max} \leq Z_{\text{н}}$ в ее состав входит часть площади, где стаивают многолетние запасы фирна. Следовательно, величина η_1 будет зависеть от соотношения площадей льда и старого фирна в конце периода абляции, обладающих различной [40] водоудерживающей способностью.

Коэффициент η_2 зависит от фильтрации талой воды из области п. Например, по данным [165, 167], в области аккумуляции ледника Центрального Туяксу установлено наличие трех зон льдообразования: инфильтрационно-конжеляционной, инфильтрационной и инфильтрационно-рекристаллизационной. Причем наблюдения показали, что в последней зоне происходит полное усвоение талой воды. Естественно, величина η_2 в данном случае будет определяться относительным вкладом в $S_{\text{п}}$ зон с различными условиями стока.

Все эти особенности практически нереально учесть при региональных определениях коэффициентов η_1 и η_2 , поэтому рассмотрим возможности упрощенных оценок в основном уравнении (4.58).

Если допустить, что

$$M_{\text{д}} = M_{\text{п}} = M_{\text{гл}}, \quad (4.64)$$

то объемы таяния $V_{\text{мд}}$ и $V_{\text{мп}}$ будут соответственно заниженным и завышенным, однако сумма их

$$V_{\text{м}} = V_{\text{мд}} + V_{\text{мп}} \quad (4.65)$$

останется без изменения. Тогда вместо (4.60) получим

$$\eta = \eta_1 \frac{S_{\text{д}}}{S_{\text{гл}}} + \eta_2 \frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{гл}}}, \quad (4.66)$$

а поскольку $S_{\text{гл}} = S_{\text{п}} + S_{\text{д}}$, то

$$\eta = \eta_1 \left(1 - \frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{гл}}}\right) + \eta_2 \frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{гл}}}. \quad (4.67)$$

На основании этого уравнения находим η_1 и η_2 . Так, при $Z_{\max} = Z_{\text{н}}$ и соответственно $S_{\text{п}} = 0$ $\eta = \eta_1$, а при $Z_{\max} = Z_{\text{к}}$ и $S_{\text{п}} = S_{\text{гл}}$ $\eta = \eta_2$. Численные значения η_1 и η_2 можно установить, если в годы с экстремальным положением $Z_{\max}$ на ледниках известны суммарные объемы таяния и ледникового стока.

Анализ структуры интегрального коэффициента стока η показывает, что при постоянных η_1 и η_2 удельная водоотдача с единицы площади ледника, или средний модуль ледникового стока, зависит от соотношения площадей $S_{\text{п}}$ и $S_{\text{д}}$. Это положение удачно использовал В. Ш. Цомая [212], получив эмпирическую формулу для расчета среднего месячного модуля ледникового стока в виде

$$M_{\text{огл}} = \alpha_{\text{w}} 51 (1 + \Theta), \quad (4.68)$$

где

$$\alpha_{\text{w}} = 0,75 + 2,2K_{\text{я}}^3 \quad (4.69)$$

— безразмерный структурный коэффициент, характеризующий изменение удельной водоотдачи ледника в зависимости от относительной площади области абляции $K_{\text{я}}$, Θ — средняя месячная температура воздуха на высоте фирновой границы. Учитывая, что численный эмпирический параметр формулы (4.68) получен Цомая по измерениям $W_{\text{гл}}$ и Θ на леднике Гергети (бассейн р. Терека), необходимо исследовать возможность применения формулы (4.68) в разнообразных условиях.

Рассмотрим далее другой способ определения стока из областей д и п на леднике в целом за период абляции при условии, что в каждом году линией раздела между этими областями является средняя многолетняя высота фирновой границы. Тогда в расчетах суммарного таяния и стока площади $\bar{S}_{\text{д}}$ и $\bar{S}_{\text{п}}$ оказываются постоянными величинами, что соответствует существованию на леднике устойчивых морфологических областей — языка ледника и области питания, обладающих, как известно, различной способностью задержания и усвоения талой воды.

Наиболее просто решается вопрос о годовом стоке из области $\bar{S}_{\text{д}}$, для которой в расчетах водного баланса обычно принимают [40, 42, 165] условие равенства объемов суммарного таяния и стока. Это допущение также использовано в излагаемой упрощенной схеме определения суммарного стока от таяния на языках ледников.

Приближенная оценка суммарного объема стока от таяния на площади $\bar{S}_{\text{п}}$ основана на интересной особенности усвоения талой воды в фирновой области, выявленной [40, 155, 167, 213] путем непосредственных измерений составляющих инфильтрационной аккумуляции $Ak_{\text{и}}$ на ряде ледников, расположенных в различных климатических условиях.

Установлено, что годовые значения $Ak_{\text{и}}$ в отдельных пунктах фирновой области остаются сравнительно постоянными даже при существенных колебаниях объемов суммарного таяния на площади $\bar{S}_{\text{п}}$. Данный факт позволяет отождествить фирновую область с произвольно распределенной в пространстве, но постоянной водоаккумулирующей емкостью.

В частности, этот вывод хорошо подтверждает измерения и расчеты внутреннего питания на леднике Джанкуат, где установлено [155], что ежегодно в течение 1968—1974 гг. среднее значение внутреннего питания в фирновой области оставалось практически постоянным, несмотря на значительное колебание суммарных объемов абляции, которые в экстремальные годы отличались здесь в два раза.

Тогда, как предлагает Г. Н. Голубев [40], годовой сток из области $\bar{S}_{\text{п}}$ следует определять в виде разности между суммарным поступлением талой воды и потерями на заполнение водоаккумулирующей емкости

$$W_{\text{п}} = V_{\text{мп}} - V_{\text{и}}, \quad (4.70)$$

где $V_{\text{и}} \approx \text{const}$ — годовой объем инфильтрационной аккумуляции.

Значение V_n можно найти из условия стационарности объема областей д и п в среднем за многолетний период, согласно которому расход льда на языке ледника $V_M(AB)$ равен суммарной аккумуляции V_{Ak} в области питания. В общем случае V_{Ak} складывается из инфильтрационной аккумуляции и нестаявшего остатка V_{nc} зимнего снега на площади $\bar{S}_n$:

$$\bar{V}_M(AB) = \bar{V}_{Ak}; \quad (4.71)$$

$$V_{Ak} = V_n + V_{nc}. \quad (4.72)$$

В уравнении (4.72) V_n и V_{nc} являются зависимыми переменными, соотношение между которыми принимается [213, 223] в качестве критерия при типизации процессов льдообразования на ледниках.

В частности, граничными условиями наиболее распространенных [139, 141, 213] в Средней Азии инфильтрационного и инфильтрационно-конжеляционного типов льдообразования считаются соотношения

$$0,4v_{nc} \approx v_n \text{ или } v_{nc} \approx 2,5v_n \quad (4.73)$$

и

$$0,4v_{nc} \leq v_n + v_k, \quad (4.74)$$

где v_k — объем конжеляционного льда. Тогда вместо (4.72) можно написать

$$V_{Ak} = 3,5v_n, \quad (4.75)$$

откуда, учитывая (4.71), получаем приближенную оценку v_n

$$v_n \approx \frac{\bar{V}_M(AB)}{3,5}. \quad (4.76)$$

Таким образом, установленное по данным измерений свойство $v_n \approx \text{const}$ и метод определения инфильтрационной аккумуляции, согласно (4.76), являются основанием для расчета годового объема стока из области питания в соответствии с (4.70).

В итоге для определения годового объема ледникового стока W_0 в бассейне или отдельном районе гляциальной области получаем формулу

$$W_0 = V_M(AB) + \left(V_M(Ak) - \frac{\bar{V}_M(AB)}{3,5} \right), \quad (4.77)$$

которая учитывает баланс аккумуляции и абляции на площади оледенения. В этом уравнении $V_M(AB)$ включает объемы таяния льда под мореной, открытого льда, зимнего и летнего снега на площади от конца ледника Z_k до средней многолетней высоты $Z_{фг}$ границы фирнового питания

$$V_M(AB) = \int_{d_{нл}}^{d_{кл}} \int_{Z_k}^{Z_{фг}} v_M(z, t) dz dt, \quad (4.78)$$

$V_M(Ak)$ — объемы таяния старого фирна при $Z_{\text{макс}} > Z_{фг}$ зимнего и летнего снега на площади от $Z_{фг}$ до высоты Z_n начала ледника

$$V_M(Ak) = \int_{d_{нл}}^{d_{кл}} \int_{Z_{фг}}^{Z_n} v_M(z, t) dz dt. \quad (4.79)$$

Коэффициент 3,5 в формуле (4.76), согласно П. А. Шумскому [223], зависит от соотношения плотностей верхнего слоя льда и фирна. Следовательно, в расчетах $W_{гп}$ по формуле (4.77) необходимо учитывать пространственную вариацию этого коэффициента.

Наряду с уравнением (4.77) годовой объем ледникового стока можно определять, приравнивая его ледово-фирновой составляющей суммарного объема таяния, т. е. $W_{гп} = W_{лф} = V_{M_1}$:

$$V_{M_1} = V_{лм} + V_{л} + V_{ф}. \quad (4.80)$$

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 реки.

Следует отметить, что принципиальное значение то или иное содержание понятия ледникового стока имеет только при составлении водного баланса в гляциальных областях. Для водопользования или при определении водного баланса речного бассейна эти различия не важны, поскольку в любом случае суммируются все элементы приходной и расходной частей уравнения водного баланса.

Определения основных составляющих суммарного объема ледникового стока в экстремальные и средний по условиям таяния годы (см. приложение III) выполнены в бассейнах рек Малой Алмаатинки, Алаарчи, Пскем, Исфары. Из этих данных следует, что в различные по условиям таяния годы от $1/4$ до $1/2$ годового объема ледникового стока образуется в областях питания ледников, если расчет $W_{гп}$ выполнять по методу водного баланса только для гляциальных областей.

Если же ледниковую составляющую стока реки определять на основе годового баланса твердых осадков для всего бассейна, то, как это делает ряд авторов [144, 221, 228 и др.], объем талых снеговых вод следует относить к сезонному снеговому питанию реки. В разделе 5.2 монографии показано, что такой подход к определению компонентов ледникового стока позволяет существенно усовершенствовать методику прогноза стока вегетационного периода на реках со снегово-ледниковым и ледниково-снеговым типами питания. Специфика водоотдачи из областей питания ледников, как и другие особенности формирования стока на различных подстилающих поверхностях в бассейне, находят свое отражение в форме зависимости между объемом снегового стока и зимне-весенними осадками.

Результаты расчета, характеризующие многолетний гидрологический режим оледенения в некоторых бассейнах рек Средней Азии, приведены в табл. 4.12.

Годовые объемы суммарного таяния ледников (в млн. т) в бассейнах рек Средней Азии

Год	р. Пскем $S_{ГЛ} = 110,2 \text{ км}^2$		р. Зеравшан (Матча) $S_{ГЛ} = 472,8 \text{ км}^2$		р. Кызылсу $S_{ГЛ} = 641,4 \text{ км}^2$		р. Мукусу $S_{ГЛ} = 2023,3 \text{ км}^2$		р. Сурхоб $S_{ГЛ} = 404,4 \text{ км}^2$	
	V_M	V'_M	V_M	V'_M	V_M	V'_M	V_M	V'_M	V_M	V'_M
1949	218,0	97,5	1044,7	1018,9	941,1	563,0	814,3	667,3	899,0	882,0
1950	351,5	303,5	1435,7	1412,0	1790,3	1711,7	2212,4	2046,8	1658,2	1639,9
1951	253,0	185,7	1229,3	1197,7	1160,0	980,0	950,6	820,4	1050,0	1014,5
1952	286,7	161,0	1062,6	982,4	749,0	407,8	930,4	808,4	1184,5	1124,7
1953	323,3	240,9	1577,6	1545,1	974,8	537,8	1438,0	1122,6	1213,0	1198,9
1954	166,2	29,3	766,9	732,5	468,4	200,7	543,4	407,6	684,6	611,8
1955	329,7	293,9	1071,0	1066,1	1089,7	867,2	1035,0	740,1	1248,9	1247,8
1956	372,0	315,6	1598,2	1566,1	1759,1	1557,0	2522,4	2252,2	1573,7	1560,4
1957	256,4	214,8	816,5	789,6	569,3	215,5	494,9	394,3	1021,0	1011,3
1958	243,3	95,4	876,4	814,2	916,4	571,3	843,5	626,7	982,7	949,8
1959	294,3	215,6	1270,1	1243,2	1297,9	1026,8	1575,1	1233,9	1403,2	1400,2
1960	264,0	130,0	1399,6	1341,7	1602,3	1408,2	1354,7	1070,2	1088,6	1049,2
1961	379,9	341,0	1551,0	1541,6	1942,5	1735,4	2489,6	2334,1	1678,7	1664,6
1962	332,2	291,5	1096,4	1071,8	778,2	563,7	673,6	586,2	1380,2	1366,9
1963	243,9	140,0	1032,8	980,3	1519,2	1378,1	1330,2	1244,1	1138,9	1138,9
1964	205,5	115,1	1022,8	990,5	1010,5	668,2	1066,6	913,5	997,4	984,4
1965	282,3	254,4	876,6	864,4	786,0	606,4	658,7	536,6	1206,6	1198,7
1966	254,3	159,1	1012,1	934,6	978,9	607,3	973,4	834,1	1297,4	1292,5
1967	233,0	184,9	1305,1	1275,0	1259,3	953,1	1369,5	1202,7	1378,5	1359,6
1968	226,8	135,8	1269,2	1219,8	1241,4	1033,9	1425,7	1248,9	1143,3	1113,0
1969	199,0	34,1	1037,2	939,8	826,2	359,6	1108,6	780,8	819,6	723,9
1970	254,2	177,7	1108,2	1035,8	1455,4	1144,0	1504,5	1271,1	1163,1	1115,9
1971	317,3	256,5	1349,4	1329,5	1576,4	1467,4	1922,6	1646,6	1795,9	1793,7
1972	148,8	76,5	1240,8	1218,9	520,7	296,8	446,0	401,7	840,1	830,9
1973	353,7	286,2	1535,5	1489,1	17017	1314,4	3561,0	2789,1	1639,5	1613,9
1974	255,0	214,5	808,7	791,8	945,9	833,6	700,8	593,8	962,8	953,7
1975	165,6	115,3	1335,0	1326,9	1399,4	1046,3	1403,5	1188,9	1449,0	1440,6

Примечание. V_M — объем суммарного таяния за период 1 мая — 31 октября, V'_M — то же за время от даты начала до даты окончания таяния льда.

В табл. 4.13 дана сводка определений различными методами среднего годового объема ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии. Расчеты Б. А. Камалова, А. С. Щетинникова, А. Н. Кренке выполнены по методике Кренке—Ходакова, по которой для стационарного режима оледенения средний многолетний слой ледникового стока, включающий таяние льда, фирна и сезонного снега, приравнивается годовому значению абляции на уровне границы питания. Данные А. О. Кеммериха получены методом расчленения гидрографов стока рек.

Таблица 4.13

Оценки среднего годового объема ледникового стока в некоторых бассейнах рек Средней Азии

Бассейн реки	Средний многолетний ледниковый сток		Средние значения временных рядов V'_M , полученных автором	
	источник сведений	объем стока млн. т	объем стока млн. т	длина ряда
Пскем	Б. А. Камалов [89] А. О. Кеммерих [93] А. Н. Кренке [141]	345 282 200	187,6	1949—75
Исфара	В. Л. Шульц [221] А. С. Щетинников [230] А. О. Кеммерих [93]	133 * 222,8 176	114 ($\bar{V}_{M_1}$) 230,7	1956—70 1956—70
Сарыджас	А. О. Кеммерих [93] А. Н. Кренке [141]	1640 1220	1416	1951—79
Зеравшан (Матча)	О. П. Щеглова [224] А. О. Кеммерих [93] А. С. Щетинников [230] А. Н. Кренке [141]	1780 ** 1057 911 980	1138	1949—75
Мукусу	О. П. Щеглова [224] А. Н. Кренке [141]	1890 ** 1880	1102	1949—75

Примечания: 1) * — сток от таяния льда, ** — объем не включает сток от таяния сезонного снега на языке ледника, 2) данные В. Л. Шульца и О. П. Щегловой пересчитаны автором с учетом современных сведений о площадях оледенения, полученных А. С. Щетинниковым, 3) для сравнения с данными В. Л. Шульца приведены объемы ледникового стока $\bar{V}_{M_1}$, включающие таяние льда и многолетнего фирна, 4) период осреднения в расчетах Камалова, Щетинникова, Кренке 1881—1960 гг.

Как видно, сходимость средних значений временных рядов W_0 и V_{M_1} , полученных автором, с данными других исследователей следует признать вполне удовлетворительной, если принять во внимание различия в длине периодов осреднения.

Полученные автором многолетние ряды объемов ледникового стока позволяют внести ясность в гипотезу В. Л. Шульца [221] о малой временной изменчивости ледникового питания рек Средней Азии. Как видно из табл. 4.14, коэффициенты вариации

Таблица 4.14

Коэффициенты вариации годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии (за 1949—75 гг.)

Бассейн	Годовые объемы	
	Суммарное таяние ледников	Ледниковый сток
Пскем	0,40	0,77
Зеравшан (Матча)	0,22	0,82
Кызылсу	0,52	0,96
Сурхоб	0,25	1,25
Муксу	0,57	1,09
Сельдара (бассейн ледника Федченко)	0,90	1,13

ледникового стока намного превышают изменчивость объемов суммарного таяния ледников и стока в бассейне.

Для понимания причины большой изменчивости объемов ледникового стока рассмотрим представленные в табл. 4.15 и 4.16

Таблица 4.15

Коэффициенты вариации (C_v) водного эквивалента сезонного снежного покрова в бассейне р. Сырдарьи (по данным автора)

Река	Высота, км	C_v	Река	Высота, км	C_v
Чаткал,	1,94—2,13	0,41	Исфайрам,	3,20—3,56	0,51
Терс,	1,86—2,56	0,51	Акбура,	2,68—3,17	0,55
Ангрен,	1,90—2,76	0,43	Кугарт,	1,82—2,00	0,58
Гавасай,	2,09—2,73	0,48	Карадарья,	2,19—3,00	0,76
Падшаата,	1,86—2,19	0,47	Сусамыр,	2,21—3,02	0,34
Исфара,	3,00—3,40	0,57	Нарын,	3,51—3,92	0,49
Исфайрам,	2,25—2,83	0,48			

значения коэффициентов вариации водного эквивалента сезонного снежного покрова и сумм осадков за октябрь—март в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи.

Прямая связь между C_v ледникового стока и изменчивостью водности снега и твердых осадков вполне очевидна, поскольку объем аккумуляции зимнего снега на ледниках определяет продолжительность периода абляции льда и тем самым влияет на потенциальный объем ледникового стока. Независимо от твердых осадков свой вклад в многолетнюю изменчивость ледникового стока вносят также метеорологические условия периода абляции.

Таким образом, приведенные в табл. 4.15 и 4.16 достаточно большие значения коэффициентов вариации для одного из факто-

Таблица 4.16

Коэффициенты вариации сумм осадков за октябрь—март по станциям в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи (данные автора и [76])

Метеостанция	z км	C_v	Метеостанция	z км	C_v
Бассейн р. Сырдарьи			Бассейн р. Амударьи		
Пер. Чапчама	2,289	0,41	Каракуюн	2,418	0,41
Ангрен-плато	2,214	0,33	Иккинарын	2,300	0,36
Кызылча	2,080	0,38	Кызарт	2,250	0,46
Пскем	1,258	0,36	Онарча	2,220	0,41
Джаптык	3,100	0,27	Атбаши	2,080	0,43
Акбасага	2,830	0,18	Сусамыр	2,063	0,32
Чаарташ	2,748	0,34	Нарын	2,049	0,36
Лянгар	2,500	0,36			
Кичикалай	2,360	0,30			
Кызылджар	2,230	0,45			
Суфикурбан	2,168	0,39			
Гуралаш	2,050	0,27			
Пер. Тузбель	3,570	0,52			
Тюяшу южн.	3,300	0,22			
Каракольская	3,080	0,51			
Долон	3,040	0,33			
Арпа	2,950	0,44			
Каракуджур	2,800	0,32			
			Каракуль	3,930	0,40
			Джаушангоз	3,410	0,27
			Ирхт	3,290	0,33
			Алтынмазар	2,782	0,42
			Дехауз	2,564	0,31
			Ишкашим	2,524	0,64
			Дараут-Курган	2,470	0,38
			Мадрушкент	2,254	0,42
			Искандеркуль	2,204	0,35
			Хорог	2,075	0,41

ров формирования ледникового стока объясняют высокую изменчивость многолетних рядов V_m в бассейнах рек Средней Азии.

В уравнении (4.57), которое характеризует связь между входом и выходом динамической системы таяние—сток, никак не раскрыт собственно процесс водоотдачи ледника. Очевидно, что решение задачи трансформации таяния в сток может быть получено независимо от уравнения (4.57), если задано входное воздействие и описан процесс стекания талой воды по поверхности и внутри ледника.

В качестве примера назовем работу В. Д. Кэмпбелла и Л. А. Расмуссена [235], где изложена упрощенная одномерная модель трансформации таяния в сток, основанная на отождествлении ледника с пористой средой, для которой выполняется закон Дарси. С целью описания процесса водоотдачи ледника в модели Кэмпбелла—Расмуссена используется модификация уравнения неразрывности, предложенная П. Я. Полубариновой—Кочиной для свободной поверхности потока в пористой среде:

$$m \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla Q_w + \alpha(x, y, t), \quad (4.81)$$

где m — пористость; $\alpha(x, y, t)$ — вынуждающая функция на уровне свободной поверхности $h = h(x, y, t)$; Q_w — расход воды через поперечное сечение в слое насыщения.

Выполнив ряд упрощающих преобразований в (4.81), Кэмпбелл и Расмуссен получили одномерное выражение для расхода талой воды через поперечное сечение льда в придонном слое ледника

$$m \frac{\partial h}{\partial t} = -K_i \frac{\partial}{\partial u} \left(g'_u - \frac{g'_z}{Z_h} \frac{\partial h^2}{\partial u} \right) + \alpha'(u, t - \Delta t), \quad (4.82)$$

где K_i — коэффициент проницаемости льда; u — координата на криволинейной оси, аналогичной линии тока; g'_u , g'_z и $\alpha'(u, t - \Delta t)$ — осредненные значения ускорения свободного падения и вынуждающей функции α вдоль оси u по нормали к ней; Δt — время, необходимое для передачи входного воздействия α с верхней поверхности ледника на свободную поверхность слоя насыщения h (очевидно, α характеризует интенсивность таяния снега и льда), Z_h — произвольный уровень внутри слоя h .

Решение уравнения (4.82) на примере Южного каскадного ледника проводилось для внутрисуточного хода стока методом конечных разностей на основе ориентировочной оценки величины h . Продолжительность расчетного периода всего лишь 6 дней, что не позволяет сделать определенный вывод о качестве модели Кэмпбелла и Расмуссена.

Пока что непреодолимым препятствием на пути развития и совершенствования физических моделей ледникового стока является отсутствие материалов измерений гидравлических характеристик потока воды в придонном слое ледника. В связи с этим математические модели гидрографа ледникового стока разрабатываются, подгоняются и проверяются применительно к данным русловой гидрометрии. При такой постановке задачи, как бы близко ни находился контрольный гидрометрический створ к нижнему концу ледника, отношение площади оледенения к площади водосбора почти всегда будет меньше единицы (исключением являются ледники плоских вершин). А это означает, что вместо исследования и моделирования процесса водоотдачи из пределов гляциальной области рассматривается другая самостоятельная задача расчета гидрографа стока в бассейнах с различной степенью оледенения.

Принципиальная особенность современного подхода к расчету гидрографа поверхностного стока в бассейне состоит в том, что физическим прообразом процесса является динамическая система с заданным входным воздействием и известным выходным результатом. Считается, что свойства самой системы некоторым образом характеризуют постоянные или переменные параметры математического оператора, трансформирующего входную функцию в более или менее удачное подобие выходной.

Если искомый оператор подобран, то очевидно, что все систематические ошибки определения входной и выходной функции компенсируют параметры трансформации, а случайные вариации входного воздействия и свойств самой системы отражаются на устойчивости этих параметров.

Существует немало работ [40, 48, 50, 51, 128, 149, 205, 270, 272], реализующих указанный принцип расчета гидрографа стока в горных водосборах, в том числе с различной степенью оледенения. В качестве входного воздействия используются либо элементы приходной части водного баланса (суммарное таяние снега и льда, жидкие осадки), либо связанные с ними метеорологические характеристики (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, влажность, скорость ветра и т. д.).

По аналогии с исследованием состава аргументов в формулах интенсивности таяния несомненно полезно и важно установить в какой мере выбор вида входной функции при одном и том же операторе трансформации влияет на качество расчета гидрографа стока в бассейне со значительной долей оледенения.

Одним из возможных способов оценки приемлемости одной или нескольких входных функций для расчета гидрографа является анализ коэффициентов парной и множественной корреляции между расходами воды и различными метеорологическими характеристиками, наблюдавшимися одновременно со стоком или используемые со сдвигом назад во времени (лагом).

Осреднение переменных в зависимостях $w(\Theta)$ по аналогии с функциями $M(\Theta)$ приводит к возрастанию коэффициентов корреляции. В качестве примера сошлемся на ледник Голубина в бассейне р. Алаарча, где коэффициенты корреляции средних суточных расходов воды и температуры воздуха оказались непригодными для расчета гидрографа стока. Те же самые данные после осреднения за интервалы от двух (VIII—IX) до пяти (V—IX) месяцев образовали зависимости с коэффициентом корреляции от 0,6 до 0,9.

Результаты определения коэффициентов корреляции между средними декадными расходами р. Коксу (Алайский хребет) и гляциометеорологическими характеристиками, представленные в табл. 4.17, показывают, что для расчета гидрографа стока, формирующегося в бассейне ледника Абрамова, могут быть использованы разнообразные и вполне обоснованные эмпирические формулы.

Таблица 4.17

Коэффициенты корреляции между средними декадными расходами р. Коксу и гляциометеорологическими характеристиками, измеренными на леднике Абрамова

Период	N	$w(M)$	$w(R)$	$w(B_k)$	$w(\Theta)$	$w(C)$	$w(g)$	$w(T_{\odot})$
VIII 1967—VII 1970	28	0,90	0,82	0,72	0,81	—0,32	—0,17	0,15
VII 1970—IX 1972	28	0,85	0,79	0,73	0,78	—0,43	—0,53	0,64

Примечание. N — количество декад, M — таяние, R — радиационный баланс, B_k — поглощенная радиация, Θ — температура воздуха, C — общая облачность, g — сумма осадков, $T_{\odot}$ — продолжительность солнечного сияния.

Наряду с однофакторными зависимостями для расчета и краткосрочного прогноза гидрографа стока целесообразно использовать уравнения множественной линейной регрессии. Примеры таких уравнений приведены в работах [246, 257, 267].

Для каждого из периодов в табл. 4.17 в результате многофакторного регрессионного анализа средних декадных расходов воды в р. Коксу и метеорологических характеристик таяния на леднике Абрамова получены следующие выражения:

$$\bar{\omega}_{10} = 0,82\Theta + 0,011R + 2,53; \quad (4.83)$$

$$\bar{\omega}_{10} = 1,08\Theta + 0,010R - 0,38n_q + 3,94, \quad (4.84)$$

где n_q — количество дней с осадками за декаду. Сводные коэффициенты корреляции этих формул равны соответственно 0,91 и 90.

Весьма эффективным средством повышения качества расчета гидрографа стока в ледниковых долинах является включение предшествующих расходов воды в состав аргументов множественного уравнения регрессии. Это видно на примере того же бассейна ледника Абрамова, где для расчета средних декадных расходов р. Коксу предлагается формула ($\bar{\omega}_{10}$ в м³/с):

$$\bar{\omega}_{10}(t) = 0,16M(t) - 0,17w(t-1) - 0,17w(t-3) + 4,81, \quad (4.85)$$

где $M(t)$ — среднее за декаду таяние, измеренное на леднике Абрамова в районе метеоплощадки; $w(t-1)$ и $w(t-3)$ — средние декадные расходы воды р. Коксу; 0, —1, —2 — сдвиг (декады) переменных во времени. Сводный коэффициент корреляции уравнения (4.85) составляет 0,93. Диапазон изменения функции в зависимой выборке от 1,6 до 11,1 м³/с. Результаты проверки формулы (4.85) на независимом материале (25 случаев) оказались вполне удовлетворительными.

После включения в состав аргументов предшествующих расходов воды, как сообщается в работах [246, 257], также существенно возрос сводный коэффициент корреляции многофакторных уравнений регрессии, используемых для расчета среднего суточного стока в бассейнах ледников Швейцарских Альп.

Опубликованные в литературе сведения об эффективности использования различных характеристик метеорологического режима периода абляции в эмпирических формулах для расчета и краткосрочного прогноза внутригодового гидрографа стока рек со значительной или преобладающей долей ледникового питания позволяют сделать такие выводы.

1. Простейшим способом решения указанной задачи является использование линейных эмпирических зависимостей между выходом динамической системы (сток) и одной или несколькими переменными, влияющими на входное воздействие — таяние снега и льда.

2. Сходимость измеренных и вычисленных величин стока существенно улучшается, если расчет выполняется по уравнению мно-

жественной регрессии, в число аргументов которого входит расход воды за предшествующий интервал времени.

3. Хотя рассмотренные варианты расчета и краткосрочного прогноза $\omega(t)$ несомненно отражают основные закономерности формирования суммарного стока в бассейне, тем не менее они не позволяют оценивать составляющие водных ресурсов и их роль в питании реки. К числу недостатков следует отнести также априорную неопределенность относительно состава аргументов (кроме предшествующих расходов воды) в эмпирическом многофакторном уравнении, трансформирующем суммарное входное воздействие в гидрограф стока.

4. В большинстве случаев коэффициенты парной или множественной корреляции между стоком и характеристиками метеорологического режима в гляциальной области не превышают 0,7—0,9, что обеспечивает объяснение дисперсии функции на 50—80 %. Вполне возможной причиной такого результата следует считать недостаточную эффективность линейного оператора трансформации для расчета гидрографа стока как выхода системы, если один метеорологический элемент или их сумма, представляющие собой, по существу, суррогат входного воздействия, нелинейно связаны с суммарным поступлением воды на поверхность водозабора.

Использование линейной модели трансформации для расчета гидрографа стока является более обоснованным в случае, когда вход и выход системы можно отождествить с приходной и расходной частью водного баланса ледника или его бассейна. Тогда динамическое соотношение между таянием и стоком относится к классу зависимостей, характеризуемых линейным дифференциальным уравнением

$$\tau \frac{\partial w}{\partial t} = \eta V_M - w, \quad (4.86)$$

где τ — постоянная времени; η — коэффициент передачи, который приобретает физический смысл коэффициента стока, если V_M представляет суммарное поступление воды на поверхность бассейна выше замыкающего гидроствора. Важным свойством математической модели связи между таянием и стоком в виде уравнения (4.86) является возможность расчета внутригодового гидрографа путем преобразования функции поступления воды в сток [128].

Для расчета гидрографа стока с площади бассейна, где $0 < S_{\text{гл}}/S_{\text{бас}} < 1$ уравнение (4.86) целесообразно [170] преобразовать к виду

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \alpha w = \beta V_M, \quad (4.87)$$

где $\alpha = \frac{1}{\tau}$ и $\beta = \alpha\eta$ — параметры трансформации, учитывающие как свойства самой системы $V_M \rightarrow \omega$, так и неполноту информации о входном воздействии. В работе [170] показано, что использова-

ние двухпараметрического уравнения трансформации позволяет более точно рассчитывать суммарный объем стока по сравнению с моделью, где задан только один параметр τ .

Интегрирование (4.87) по времени от t_0 до T при условии, что разность расходов на концах периода ($w_T - w_{t_0}$) мала по сравнению с объемами стока и таяния за этот же период, определяет отношение

$$\frac{\beta}{\alpha} = \frac{\int_0^T w dt}{\int_0^T v_M dt} = \frac{W_{гл}}{V_M} = \eta \quad (4.88)$$

как условный коэффициент стока. Как правило, в бассейнах со значительной степенью оледенения в качестве t_0 и T можно выбрать моменты, когда $w_T = w_{t_0} = 0$.

Уравнения типа (4.86) или (4.87) неоднократно применялись [40, 48, 50, 51, 170, 205 и др.] в математических моделях гидрографа стока горных рек Средней Азии, Кавказа и других территорий. В частности, весьма детальное исследование линейной модели трансформации в условиях Средней Азии выполнено в САНИИ им. В. А. Бугаева под руководством Ю. М. Денисова [170]. В работах [51, 170] изложена эффективная методика определения параметров α и β и показано, что простая линейная модель (4.87) вполне пригодна для рек с различными условиями питания и внутригодовым распределением стока.

Практически важные выводы для развития расчетов гидрографа стока на основе модели (4.86) получены Г. Н. Голубевым [40], который установил и обосновал эмпирическую формулу для определения коэффициента трансформации

$$\tau = 3,8 \lg (S_{л} + 1), \quad (4.89)$$

где τ в сутках, а $S_{л}$ в км². В работе [40] введено также понятие критического интервала времени Δt , начиная с которого расчет стока можно вести непосредственно по уравнению типа (4.57), и на основе формулы (4.89) предложены зависимости от площади ледника и заданной ошибки расчета.

Выводы

1. В методах описания пространственно-временной изменчивости суммарной солнечной радиации, температуры воздуха, осадков, облачности, альbedo снега и льда используются только данные стандартных и массовых измерений на сети метеорологических станций.

Для широкого применения поглощенной солнечной радиации в расчетах таяния снега и льда несомненную практическую ценность представляют полученные автором региональные эмпириче-

ские формулы и методы определения интегрального коэффициента прозрачности атмосферы, суммарной радиации в реальных условиях облачности, времени расхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на леднике, альbedo различных типов поверхности снега и льда. Все вновь предлагаемые формулы и методы основаны на большом статистическом материале, прошли авторскую проверку и уже используются в САНИИ и других организациях.

2. Анализ качества полученных автором данных о режиме суммарного таяния выполнен путем контроля формул интенсивности таяния, входной метеорологической информации, всех промежуточных результатов расчета по сходимости рассчитанных и измеренных объемов таяния на отдельных ледниках и в их группах.

В частности, независимая проверка показала вполне удовлетворительную точность региональных определений:

- максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках с использованием индекса баланса аккумуляции и таяния,
- месячных сумм суммарной радиации,
- средних значений альbedo для различных типов поверхности ледника в течение периода абляции,
- времени восхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на леднике,
- дат начала и конца периода таяния льда.

Обоснованность расчетов температуры воздуха, осадков, общей облачности и интегрального коэффициента прозрачности атмосферы подтверждается высокими коэффициентами корреляции соответствующих региональных эмпирических зависимостей.

Для уточнения региональных определений объемов таяния ледников автором разработана итерационная схема реализации методики расчета. Использование итерационной схемы в бассейнах рек Пскем и Исфара позволили существенно повысить репрезентативность результатов расчета суммарного таяния ледников.

Анализ сходимости многолетнего ряда рассчитанных и измеренных по густой сети рек объемов таяния льда и фирна в группе Туюксуйских ледников и суммарных объемов таяния на леднике Абрамова показал, что результаты измерений и расчетов практически совпадают с точностью до ошибки определения сравниваемых величин. Вполне удовлетворительными оказались также результаты сопоставления многолетних рядов рассчитанных автором объемов таяния и ледникового стока, определенного по методу В. Ш. Цомая [212] в бассейнах рек Ингури на Кавказе.

Таким образом, в работе приведены все необходимые материалы, подтверждающие обоснованность отдельных положений и приемлемость методики расчета в целом, для определения внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния в гляциальных областях.

3. Результаты расчета многолетних рядов суммарных объемов таяния в гляциальных областях Средней Азии и опубликованные материалы позволили решить в региональном масштабе вопрос

о связи между таянием и ледниковым стоком. Для этой цели автором разработаны: а) метод расчета интегрального за период абляции коэффициента стока с учетом максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках, б) метод раздельного определения объема ледникового стока, формирующегося на языках и в фирновых областях ледников.

4. Под ледниковым питанием рек Средней Азии в работе понимается сток от таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна. Сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника относится к снеговому питанию реки. Такая трактовка является единственно возможной, если основывается на уравнении водного баланса в целом для речного бассейна. Следовательно, по вопросу о содержании понятия ледниковое питание реки автор разделяет точку зрения, высказанную в работах [224, 228]. Разумеется, водно-ледовый баланс гляциальной области можно рассматривать независимо от внеледниковых поверхностей. В этом случае сток от таяния сезонного снега на поверхности ледника является составной частью талого ледникового стока. Разработанная автором методика раздельного определения составляющих суммарного таяния в гляциальных областях позволяет анализировать внутригодовой и многолетний режим ледникового стока применительно к любому из упомянутых выше вариантов уравнения водного баланса.

В частности, по восстановленным многолетним рядам ледникового стока в бассейнах ряда рек Средней Азии ($W_{\text{гл}} = V_{\text{лм}} + V_{\text{л}} + V_{\text{ф}}$) впервые непосредственно определены коэффициенты вариации $W_{\text{гл}}$. В отличие от ранее выдвигавшейся гипотезы [230] эти коэффициенты вариации характеризуют ледниковый сток как весьма изменчивый в многолетнем разрезе источник питания реки. Этот результат хорошо согласуется с высокими значениями C_v осадков и водного эквивалента сезонного снежного покрова, полученными путем обработки данных снегомерных съемок и метеорологических станций в бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи. Режим осадков влияет на движение снеговой границы, с которой в свою очередь тесно связан внутригодовой ход ледникового стока.

5. Анализ применяемых в настоящее время упрощенных способов расчета гидрографа стока рек со значительной долей ледникового питания показал возможность практического использования для этой цели одно- и многофакторных эмпирических формул. В частности, автором получен и проверен на независимом материале ряд уравнений множественной регрессии для расчета гидрографа стока р. Коксу (бассейн ледника Абрамова).

Глава 5

Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии

5.1. Пространственно-временная изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока

Многолетняя изменчивость объемов суммарного таяния V_M и ледникового стока V_{M_1} в бассейнах рек Средней Азии непосредственно определяется вариациями сезонной аккумуляции твердых осадков и суммарного поступления внешнего тепла. Большое значение имеют также вариации $Z_{\text{макс}}$, продолжительности периода таяния льда $T_{\text{л}} = d_{\text{кл}} - d_{\text{нл}}$, интенсивности летних снегопадов, которые косвенно связаны с предыдущими факторами.

Прямая оценка вариации одних факторов (зимняя аккумуляция, летние снегопады) для гляциальных областей практически невозможна, а других (поступление внешнего тепла) связана с большим объемом вычислений и их обработкой.

В связи с этим причины вариации V_M и V_{M_1} приходится выявлять по косвенным показателям. Часть этих показателей уже была рассмотрена в разделе 4.4. Установлено, что вариация зимних осадков и водности сезонного снежного покрова на высотах, близких к границам гляциальных областей, достаточно велика, чтобы служить одной из причин, объясняющих значительную вариацию суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Рассмотрим далее изменчивость других факторов, влияющих на вариацию V_M и V_{M_1} .

В табл. 5.1 и 5.2 приведены коэффициенты вариации сумм осадков за апрель—сентябрь, средних значений температуры воздуха

Таблица 5.1
Коэффициенты вариации (C_v) сумм осадков за апрель—сентябрь на метеостанциях в бассейне р. Сырдарьи (данные автора [6])

Метеостанция	z км	C_v	Метеостанция	z км	C_v
Пер. Чапчама	2,289	0,35	Тюяшу южная	3,300	0,16
Ангрен-плато	2,124	0,38	Каракольская	3,080	0,22
Кызылча	2,080	0,25	Долон	3,040	0,19
Пскем	1,258	0,40	Арпа	2,950	0,30
Джаптык	3,100	0,25	Каракуджур	2,800	0,23
Чаарташ	2,748	0,29	Каракуюн	2,418	0,28
Лянгар	2,500	0,27	Иккинарын	2,300	0,32
Кичикалай	2,360	0,19	Кызарт	2,250	0,35
Кызылджар	2,230	0,34	Онарча	2,220	0,35
Суфикурбан	2,168	0,37	Атбаши	2,080	0,26
Гуралаш	2,050	0,23	Сусамыр	2,063	0,23
Пер. Тузбель	3,570	0,37	Нарын	2,049	0,29

Таблица 5.2

Коэффициенты вариации средних значений температуры воздуха и общей облачности в бассейнах рек Средней Азии (по данным автора)

Река—метеостанция	Температура воздуха			Общая облачность		
	V-IX	VI-IX	VII-IX	V-IX	VI-IX	VII-IX
Чонкызылсу — Б. Кызылсу	0,06	0,07	0,08			
Нарын — Тянь-Шань	0,31	0,20	0,24			
Нарын — Нарын	0,06	0,07	0,08			
Атбаши — Атбаши	0,05	0,06	0,05	0,09	0,10	0,15
Зеравшан — Искандеркуль	0,26	0,19	0,17	0,11	0,15	0,21
Зеравшан — Дегауз	0,06	0,05	0,06	0,08	0,10	0,15
Сарыджас — Куйлю	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,09
Кызылсу — Сарыташ	0,10	0,10	0,12	0,16	0,18	0,22
Кызылсу — Дараут-Курган	0,05	0,05	0,06	0,14	0,18	0,25
Муксу — Алтынмазар	0,06	0,07	0,12	0,16	0,19	0,26
Муксу — л. Федченко	0,22	0,24	0,35	0,38	0,46	0,50
Сурхоб — Гарм	0,05	0,05	0,05	0,16	0,23	0,30
Бартанг — Ирхт	0,07	0,07	0,08			
Мургаб — Мургаб	0,08	0,08	0,09	0,22	0,22	0,27
Шахдара — Хорог	0,06	0,06	0,06	0,17	0,26	0,28

и общей облачности за май—сентябрь, июнь—сентябрь и июль—сентябрь на метеорологических станциях в бассейнах рек Средней Азии. В целом вариация этих характеристик несомненно меньше, чем для сумм зимних осадков и водности сезонного снежного покрова (см. табл. 4.16 и 4.17).

Из всех рассмотренных в работе причин временной изменчивости суммарного таяния ледников и ледникового стока (зимние и весенне-летние осадки, водность снежного покрова, средние температуры воздуха и общая облачность за весенне-летний период) наименьшей вариацией обладает температура воздуха. На этом основании В. Л. Шульц [221] предположил, что ледниковое питание рек Средней Азии также должно незначительно изменяться в многолетнем разрезе. Однако вариация других факторов, определяющих как интенсивность таяния льда и фирна, так и продолжительность периода формирования ледникового стока, в несколько раз превышает C_v весенне-летних температур воздуха.

При сравнительно малой вариации весенне-летних осадков, температур воздуха и баллов общей облачности доминирующей причиной значительной изменчивости ледникового питания рек может быть только C_v продолжительности периода таяния льда и фирна. Этот вывод подтверждают результаты анализа дат начала и окончания периода таяния льда, полученных автором для ряда гляциальных областей Средней Азии.

По данным о $d_{нл}$ и $d_{кл}$ были определены многолетние ряды продолжительности периода таяния льда $T_{л} = d_{кл} - d_{нл}$ и коэффициенты вариации $T_{л}$, которые оказались одного порядка с C_v

объемов ледникового стока. Установлено также, что продолжительность периода таяния льда и коэффициенты вариации $T_{л}$ образуют тесные зависимости от средних взвешенных высот концов ледников в бассейнах рек Средней Азии (рис. 5.1 и 5.2 а).

Существование зависимости $T_{л} = f(\tilde{Z}_к)$ вполне однозначно объясняется пространственной изменчивостью $d_{нл}$ и $d_{кл}$ в бассейнах рек Средней Азии, которую иллюстрирует рис. 3.8. Согласно этому графику, средние многолетние даты схода и установления

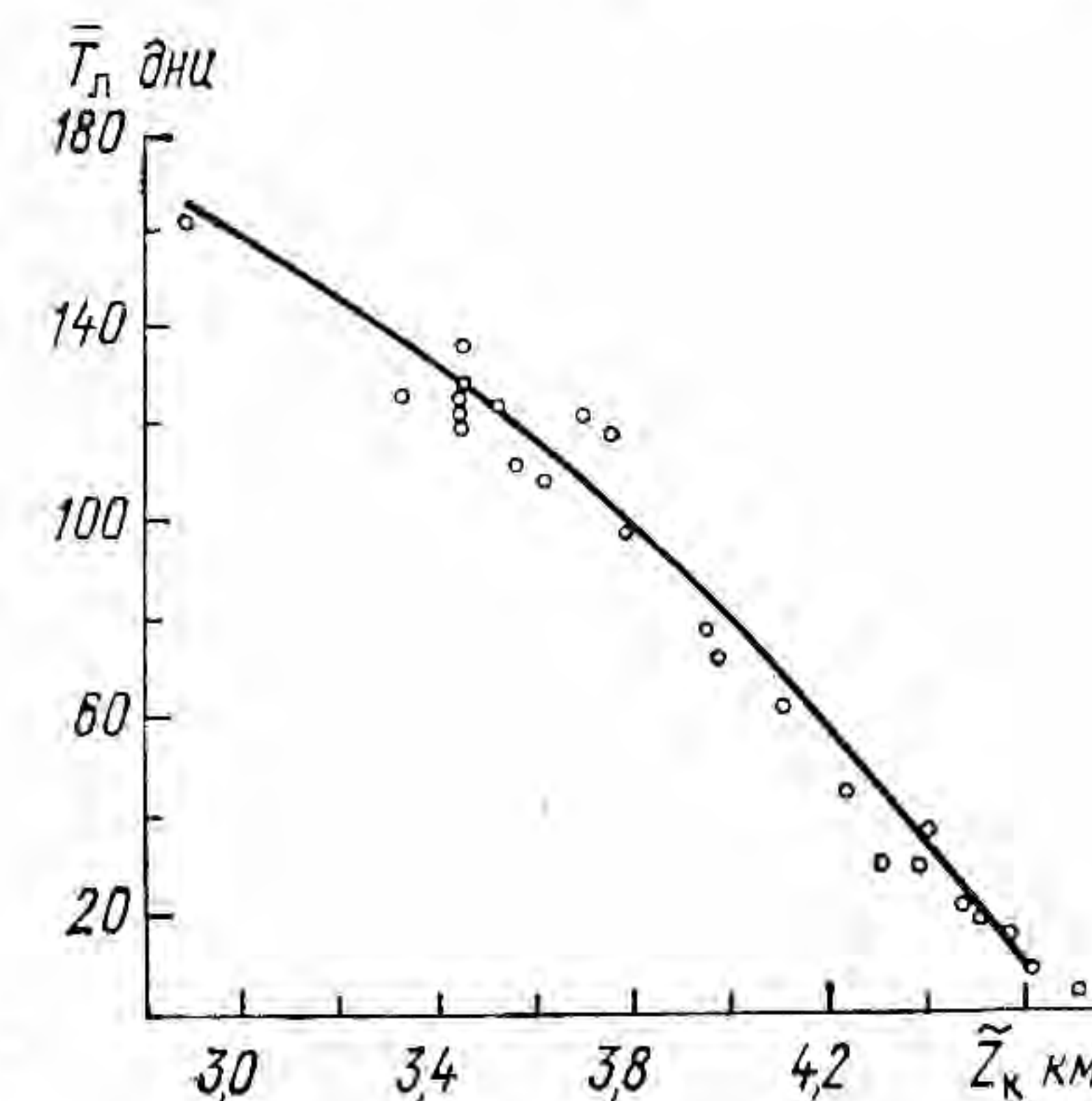


Рис. 5.1. Зависимость средней многолетней продолжительности периода таяния льда ($T_{л}$) на ледниках Средней Азии от средней взвешенной высоты концов ледников $\tilde{Z}_к$.

устойчивого снежного покрова одинаковы на высоте 4,75—4,80 км. Следовательно, на этой высоте устойчивый снежный покров залегает круглый год.

Подставив $T_{л} = 0$ в аналитическое выражение зависимости

$$T_{л} = 144 + 84,5\tilde{Z}_к - 23,4\tilde{Z}_к^2, \quad (5.1)$$

получим $\tilde{Z}_к = 4,80$ км, т. е. практически совпадающие значения высот, где в среднем многолетнем устойчивый снежный покров наблюдается непрерывно в течение года.

Поскольку на высоте $\tilde{Z}_к = 4,80$ км $T_{л} = 0$, то на этом же уровне объем ледникового стока, образующийся от таяния льда и старого фирна, также должен быть равен нулю. Из этого следует, что коэффициенты вариации $T_{л}$ и объемов суммарного таяния $V_{л}$ в бассейнах рек Средней Азии являются возрастающими функциями высоты местности z , так как знаменатели в формулах

$$C_v(T_{л}) = \frac{\sigma_{T_{л}}}{\bar{T}(z)} \quad \text{и} \quad C_v(W_{гл}) = \frac{\sigma_{W_{гл}}}{\bar{W}_{гл}(z)}$$

стремятся к нулевым значениям по мере увеличения z ($\sigma_{T_{л}}$ и $\sigma_{W_{гл}}$ — среднеквадратичные отклонения $T_{л}$ и $W_{гл}$).

Полученные автором для оледенения Средней Азии зависимости $C_v(V_{л}) = f(\tilde{Z}_к)$ и $C_v(T_{л}) = f(\tilde{Z}_к)$ приведены на рис. 5.2. Эти графики построены по результатам расчета внутригодового и многолетнего режима суммарного таяния ледников в бассейнах рек

Малой Алмаатинки, Зеравшана, Сарыджаса, Муксу, Сельдары (система ледника Федченко). Как видно, изменение с высотой коэффициентов вариации объемов суммарного таяния и продолжительности периода таяния льда вполне соответствует описанным выше закономерностям режима сезонного снежного покрова в гляциальных областях.

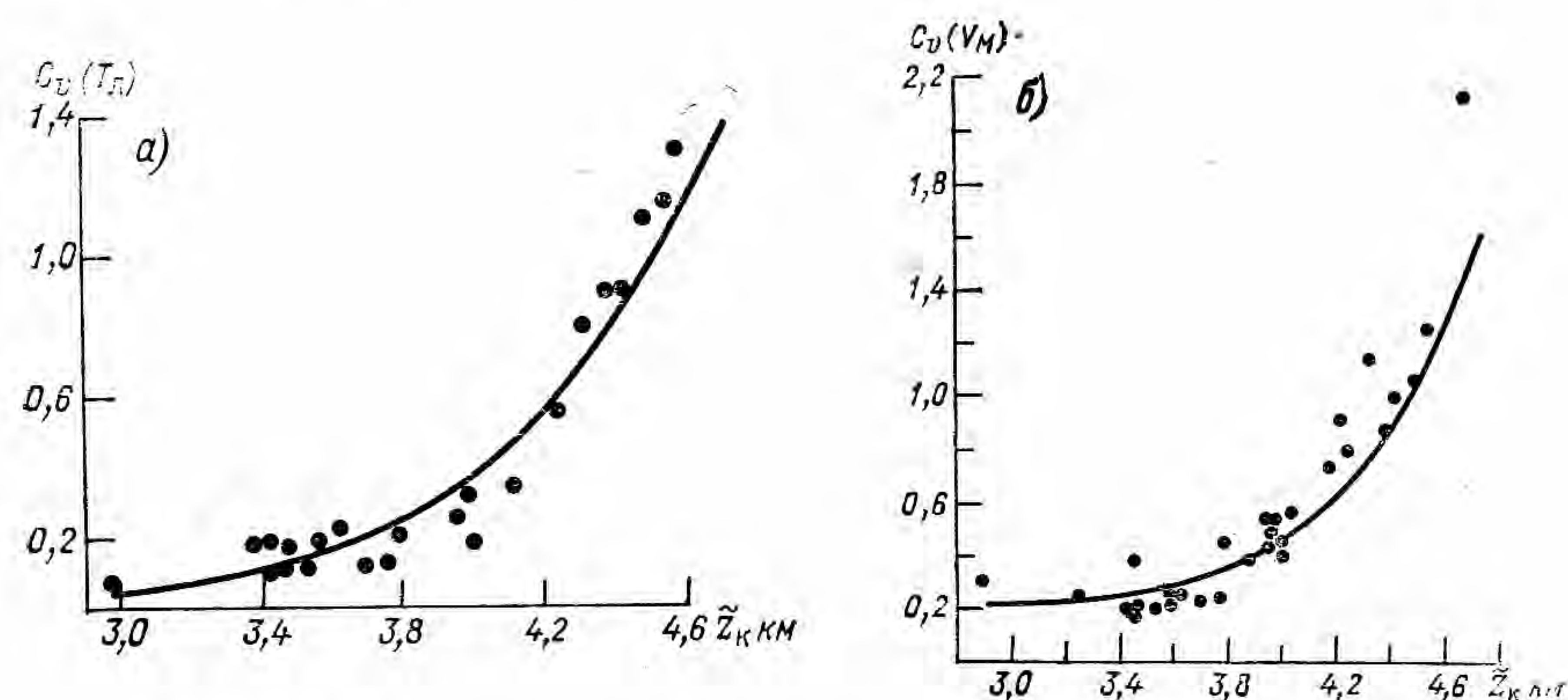


Рис. 5.2. Зависимость коэффициентов вариации C_v продолжительности периода таяния льда (а) и объема суммарного таяния (б) в бассейнах рек Средней Азии от средней взвешенной высоты концов ледников.

Аппроксимацией зависимостей на рис. 5.2 являются следующие формулы:

$$C_v(T_{\text{л}}) = 0,0002e^{1,84\tilde{Z}_k}; \quad (5.2)$$

$$C_v(V_M) = 0,0003e^{2,31\tilde{Z}_k} + 0,19, \quad (5.3)$$

которые, как и (5.1), позволяют построить карты распределения по территории Средней Азии таких важных характеристик гидрологического режима ледников, как $\bar{T}_{\text{л}}$, $C_v(T_{\text{л}})$ и $\bar{W}_{\text{гл}}$ и $C_v(W_{\text{гл}})$.

Наряду с картированием средних многолетних характеристик режима ледников, большую научную и практическую ценность представляют текущие определения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии. В постановке этой задачи могут быть два основных варианта:

а) для бассейна предварительно рассчитан многолетний ряд объемов ледникового стока;

б) имеются только морфометрические характеристики оледенения и данные наблюдений на метеорологической станции за осадками, температурой воздуха и общей облачностью.

Основой для решения задачи в первом случае являются тесные зависимости модульных коэффициентов объемов ледникового

стока ($K_i = x_i/\bar{x}$) от статистической обеспеченности индекса баланса (P_{I_B}) или вклада ледникового стока в питание реки от P_{I_B} . Примеры построения таких зависимостей по результатам расчета многолетнего режима ледникового стока в бассейнах рек Зеравшан (Матча) и Муксу приведены на рис. 5.3.

Для текущих расчетов $K_{W_{\text{гл}}}$ или $\delta_{W_{\text{гл}}}$ аргумент уравнений $K_{W_{\text{гл}}} = f(P_{I_B})$ и $\delta_{W_{\text{гл}}} = f(P_{I_B})$ легко определяется с помощью

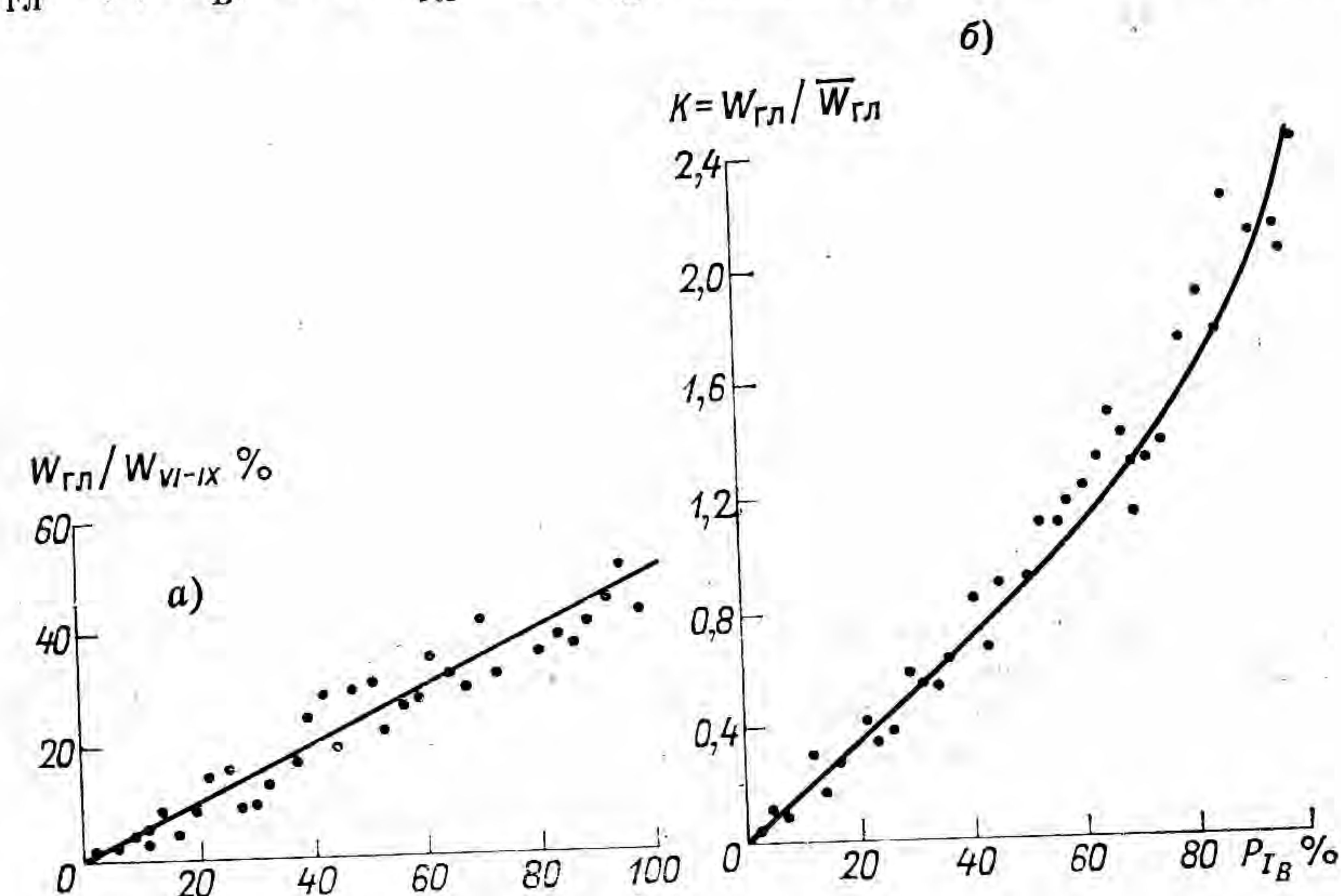


Рис. 5.3. Распределения относительного вклада ледникового питания р. Зеравшан (Матча) (а) и модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Муксу (б) в зависимости от обеспеченности индекса баланса (P_{I_B}).

графика связи между индексом баланса и его обеспеченностью (рис. 5.4). При построении такого графика следует использовать ряд лет, включающий не менее 25—30 членов.

Таким образом, наличие 25—30-летнего ряда рассчитанных объемов ледникового стока в некотором бассейне позволяет получить зависимости $K_{W_{\text{гл}}} = f(P_{I_B})$ и $\delta_{W_{\text{гл}}} = f(P_{I_B})$, и для упрощенных определений $K_{W_{\text{гл}}}$, $W_{\text{гл}}$ и $\delta_{W_{\text{гл}}}$ за пределами исходного ряда пользоваться только этими зависимостями и графиком связи $P_{I_B} = f(I_B)$.

Для решения задачи при отсутствии многолетнего ряда объемов ледникового стока необходимо получить аналитические выражения, описывающие пространственную изменчивость параметров распределений $K_{W_{\text{гл}}}$ и $\delta_{W_{\text{гл}}}$ в бассейнах рек Средней Азии. К этим параметрам относятся: среднее значение, коэффициент вариации, коэффициент асимметрии (C_s) или отношение C_s/C_v .

С целью расчета средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии используем зависимости $\delta_{W_{гл}} = f(\delta_{I_{Ab}})$ на рис. 3.3, для которых автором получены следующие аналитические выражения:

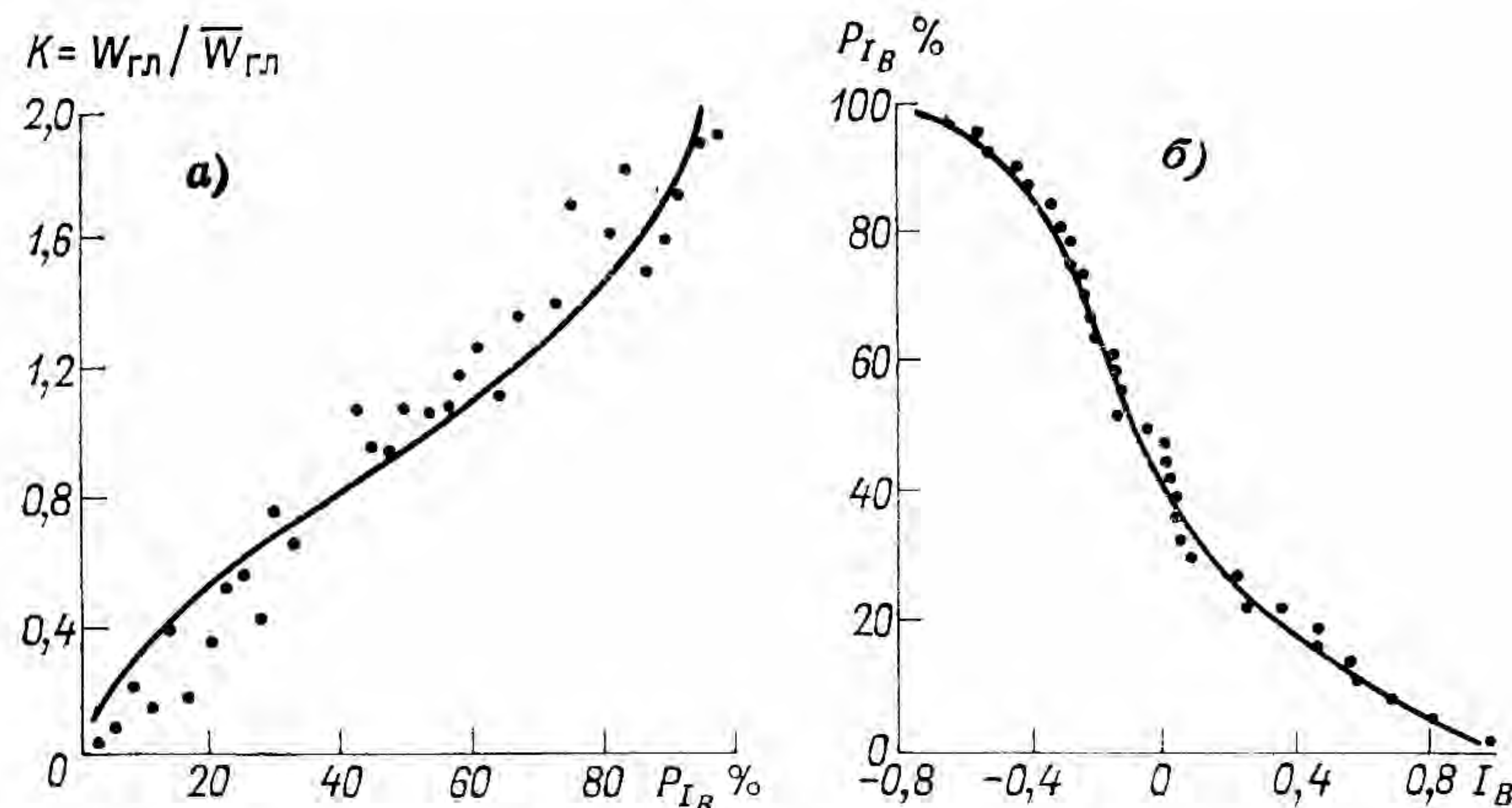


Рис. 5.4. Распределение модульных коэффициентов ледникового стока в бассейне р. Зеравшан (Матча) в зависимости от обеспеченности индекса баланса (а) и связь между обеспеченностью индекса баланса и абсолютными значениями индекса баланса (б). (Бассейн р. Зеравшан).

$$\delta_{1W_{гл}} = 13,1e^{0,0158 I_{Ab}}, \quad (5.4)$$

$$\delta_{2W_{гл}} = 32,8e^{0,016 I_{Ab}}, \quad (5.5)$$

где $\delta_{1W_{гл}}$ — вклад ледникового питания в годовой сток рек, %; $\delta_{2W_{гл}}$ — вклад ледникового питания в сезонный (VI—IX) сток, %; $\delta_{I_{Ab}}$ — вклад индекса абляции в квадрат сводного коэффициента корреляции уравнения $W_{VI-IX} = f(I_{Ak}, I_{Ab})$, %.

Исследование пространственной изменчивости коэффициентов вариации объемов ледникового стока было выполнено выше. В результате для определения $C_v(V_M)$ в бассейнах рек Средней Азии имеем выражение (5.3).

Вычисления и анализ коэффициентов асимметрии многолетних рядов объемов ледникового стока в 38 отдельных районах-подмножествах ледников в бассейнах рек Малой Алмаатинки, Пскема, Сарыджаса, Зеравшана, Муксу, Сельдары показали отсутствие каких-либо закономерностей в пространственной изменчивости C_s/C_v по территории Средней Азии. Поскольку в 24 случаях из 38 величина отношения C_s/C_v попадала в пределы 0,8—1,3, для расчетов кривых распределения $W_{гл}$ было принято обобщенное

соотношение коэффициентов вариации и асимметрии в виде $C_s = C_v$.

Для проверки метода определения параметров $C_v(W_{гл})$ и C_s/C_v при отсутствии многолетних рядов $W_{гл}$ на графики фактических распределений $W_{гл}$ в бассейнах рек Зеравшан и Муксу (см. рис. 5.3 б и 5.4 а) были нанесены кривые распределений, полученные на основе вычисленных значений C_v и отношения $C_s/C_v = 1$. Как видно, эти кривые вполне удовлетворительно соответствуют эмпирическим данным.

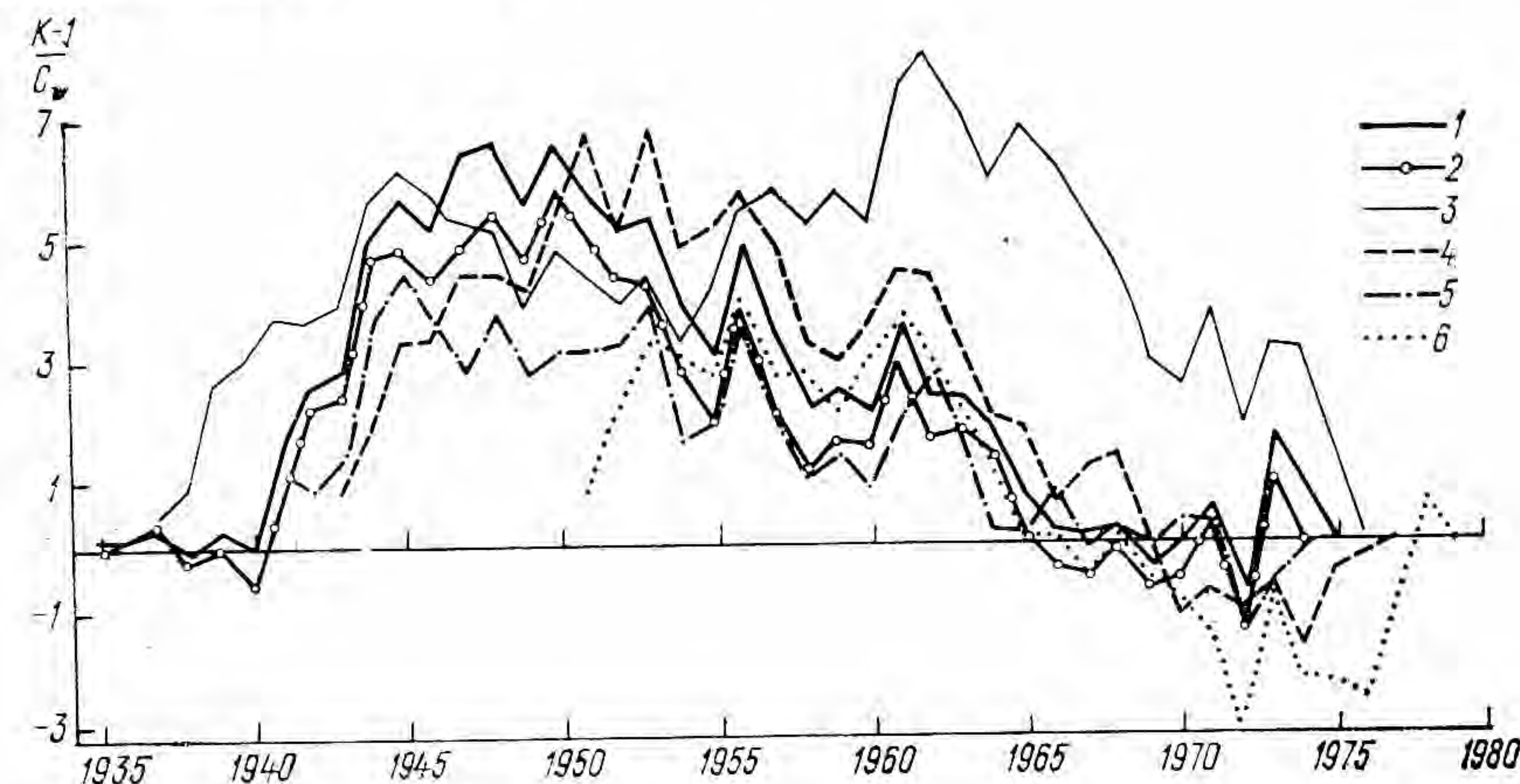


Рис. 5.5. Нормированные интегральные разностные кривые суммарного таяния ледников в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Муксу, 2 — р. Сельдара, 3 — р. Пскем, 4 — р. Зеравшан, 5 — р. Малая Алмаатинка, 6 — р. Сарыджас.

Таким образом, установленные в работе закономерности пространственной изменчивости $W_{гл}$, $C_v(W_{гл})$, величина отношения C_s/C_v и наличие сведений о морфометрии ледников, а также стандартных метеорологических и гидрометрических данных позволяют достаточно надежно рассчитать кривую определения объемов ледникового стока в любом бассейне рек Средней Азии.

Распространенным в гидрологии способом анализа многолетних колебаний стока рек является построение нормированных интегральных разностных кривых. Эти кривые позволяют установить наличие периодичности в чередовании лет с повышенной и пониженной водоносностью рек и продолжительность многоводной и маловодной фаз в многолетнем режиме стока.

Нормированные интегральные разностные кривые для годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в ряде бассейнов рек Средней Азии приведены на рис. 5.5 и 5.6. Отметим следующие макрозакономерности в многолетней изменчивости объемов суммарного таяния.

В рассматриваемых бассейнах рек Памира и Гиссаро-Алая с конца 30-х годов и до второй половины сороковых наблюдалось

повышенное относительно среднего таяние ледников. Затем в гидрологическом режиме оледенения этих горных областей наступила фаза пониженной водоотдачи, которая продолжалась до начала 70-х годов. Таким образом, продолжительность маловодной фазы в режиме гляциальных областей на Памире и в Гиссаро-Алае примерно в 2,5 раза превысила многоводную фазу периода.

Многолетняя изменчивость суммарного таяния ледников на Западном Тянь-Шане и в Заилийском Алатау имеет свои особенности по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Так, в Заилий-

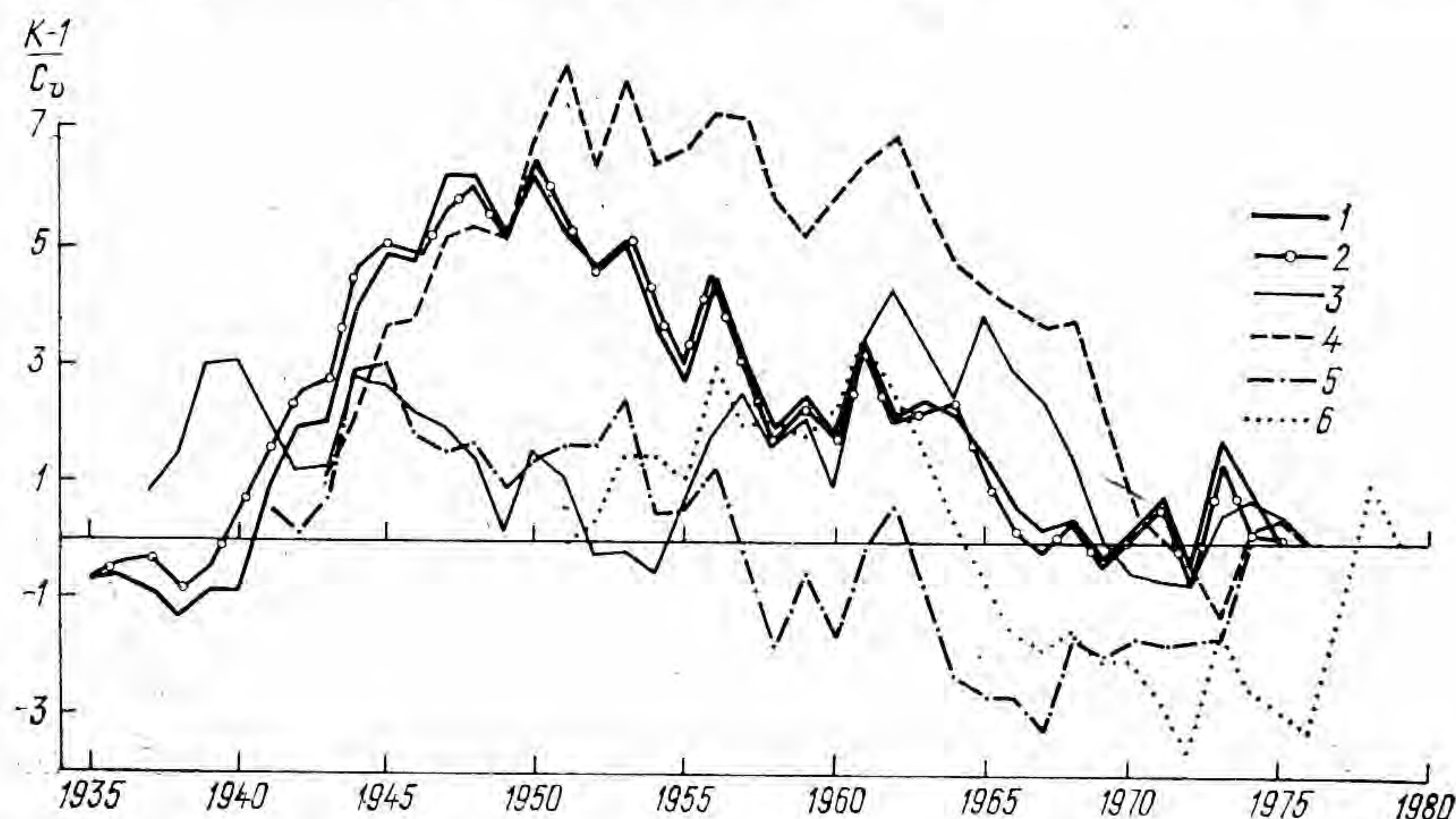


Рис. 5.6. Нормированные интегральные разностные кривые ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии.

1 — р. Муксу, 2 — р. Сельдара, 3 — р. Пскем, 4 — р. Зеравшан, 5 — р. Малая Алматинка, 6 — р. Сарыджас.

ском Алатау низкочастотная периодичность в режиме суммарного таяния ледников выражена нечетко. Для многолетнего режима V_M в этом районе более характерны 4-годовые циклы, которые включают многоводную и маловодную фазы.

Отличительной чертой режима V_M на Западном Тянь-Шане за 1937—1976 гг. являются два крупных цикла: с 1937 по 1954 г. и с 1955 по 1976 г. Продолжительность многоводной и маловодной фаз в обоих циклах примерно одинакова.

Общим для всех интегральных разностных кривых V_M на рис. 5.5 является одновременность резких пиков в многолетнем режиме суммарного таяния. В качестве примера укажем на ординаты соответствующих кривых в 1945, 1948, 1956, 1961 и 1972 гг.

В многолетнем режиме ледникового стока в бассейнах рек Памира, Гиссаро-Алая, Западного Тянь-Шаня и Заилийского Алатау наблюдаются в основном те же закономерности, которые были описаны выше для суммарного таяния ледников. Различия заключаются в некотором смещении по времени двух крупных циклов режима $W_{г\lambda}$ на Западном Тянь-Шане (теперь продолжительность

одного составляет с 1937 по 1952 г., а другого с 1951 по 1969 г.) и в сдвиге максимума основного периода 1941—1971 гг. в Гиссаро-Алае на начало 50-х годов.

По-прежнему важным для водопользования свойством многолетней изменчивости ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является одновременность резких пиков на интегральных разностных кривых, например, 1944, 1949, 1953, 1956, 1958, 1961, 1967 и 1972 гг.

В целом анализ кривых на рис. 5.5 и 5.6 показывает, что фаза пониженной водоотдачи ледников в бассейнах рек Средней Азии, наблюдавшаяся от начала 50-х до конца 70-х годов сменяется фазой увеличения объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока.

5.2. Долгосрочные прогнозы суммарного таяния ледников и ледникового стока

Подобно речному стоку, многолетние ряды месячных и годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии представляют собой выборочные реализации соответствующих стохастических процессов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$. Для решения задач долгосрочного прогнозирования и оптимального регулирования естественного гидрологического режима ледников временные ряды $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$, полученные автором на основе региональной физико-статистической модели процесса суммарного таяния, являются необходимым исходным материалом.

Рассмотрим далее результаты использования метода корреляционного анализа для описания связей между членами рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$ и зависимостей типа $V_M = f(\Sigma x)$, где Σx — набор независимых переменных.

Общим аналитическим выражением для этих двух вариантов долгосрочных прогнозов V_M или V_{M_1} являются линейные уравнения:

авторегрессии —

$$\tilde{V}_M(T) = \mu + \alpha_1 V_M(T-1) + \alpha_2 V_M(T-2) + \dots + \alpha_p V_M(T-p) + \varepsilon_1 \quad (5.6)$$

и множественной регрессии —

$$\tilde{V}_{M_1}(T) = \sum_{i=1}^p \beta_i x_i(T-\tau) + \varepsilon_2, \quad (5.7)$$

где μ — параметр, определяющий уровень процесса; α_i — параметр ($i=1 \div p$); ε_1 — шумовая компонента; p — порядок уравнений (5.6) и (5.7); β_i — передаточная функция ($i=1 \div p$), преобразующая входной импульс $x_i(T-\tau)$ в выход системы; τ — величина опережения во времени $\tilde{V}_{M_1}(T)$ 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 взвешенной суммы предшествующих значений этого же ряда.

В качестве исходных данных для исследования возможностей прогноза суммарного таяния гляциальной области методом авторегрессии используем временные ряды объемов V_M и V_{M_1} , рассчитанные для бассейнов рек Малой Алмаатинки (1943—1974 гг.), Пскем (1937—1976 гг.) и Зеравшан (1943—1977 гг.).

В практике гидрологических прогнозов для оценки качества линейных прогностических формул принято отношение среднеквадратической ошибки расчета к стандарту отклонения функции

$$\frac{s_{\tilde{V}_M}}{\sigma_{V_M}} = \sqrt{1 - \rho^2}, \quad (5.8)$$

где ρ^2 — в данном случае сводный коэффициент корреляции уравнения (5.7). При условии

$$\frac{s_{\tilde{V}_M}}{\sigma_{V_M}} \leq 0,50; \quad \rho \geq 0,87 \quad (5.9)$$

прогностическая зависимость считается хорошей и удовлетворительной, при

$$0,51 \leq \frac{s_{\tilde{V}_M}}{\sigma_{V_M}} \leq 0,80; \quad 0,60 \leq \rho \leq 0,86. \quad (5.10)$$

Таким образом, решение вопросов о возможности применения уравнения авторегрессии типа (5.6) для прогноза V_M или V_{M_1} в значительной мере зависит от вида автокорреляционной функции $r_{xx}(T)$ временных рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$.

Выборочная оценка автокорреляционной функции r_{xx} нормированного дискретного временного ряда $x(T)$ обычно выполняется по формулам

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_0 - m} \sum_{k=1}^{N_0 - m} x_k x_{k+m} \quad (5.11)$$

или

$$r_{xx}(m) = \frac{1}{N_p} \sum_{k=1}^{N_p} x_k x_{k+m} \quad (5.12)$$

при условии

$$0 < N_p + m_{\max} \leq N_0, \quad (5.13)$$

где m — сдвиг по времени значений ряда $x(T)$; $m_{\max}$ — максимальный сдвиг; N_0 — общая длина выборки; N_p — рабочая часть выборки, по которой вычисляется $r_{xx}(m)$. Эти формулы отличаются тем, что в (5.11) расчет r_{xx} выполняется по длине ряда, меняющейся в зависимости от m , а в (5.12) вследствие условия (5.13) длина N_p для любого m остается постоянной.

Для определения параметров α_p в уравнении авторегрессии (5.6) расчет $r_{xx}(m)$ необходимо производить по формуле (5.12), обеспечивающей равнозначность r_{xx} и коэффициентов регрессии при всех m , заданных согласно (5.13). Кроме того, если позволяет общая длина временного ряда N_0 , следует вводить условие

$$N_p + m_{\max} = N_0 - u_{\text{нс}}, \quad (5.14)$$

которое дает возможность проверить полученные формулы авторегрессии на $u_{\text{нс}}$ независимых случаях.

В результате расчета $r_{xx}(m)$ для временных рядов V_M и V_{M_1} в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Пскем и Зеравшан были получены квадратные автокорреляционные матрицы. На диагоналях этих матриц, параллельных главной, находятся значения $r_{xx}(m)$ при одном и том же сдвиге по времени. По характеру вариации $r_{xx}(m)$ на каждой диагонали можно судить о влиянии изменения начала отсчета длины рабочей части N_0 на устойчивость автокорреляционной функции и тем самым о стационарности исходного временного ряда.

Анализ матриц автокорреляции для рассматриваемых здесь рядов V_M и V_{M_1} выявил достаточно высокую стабильность $r_{xx}(m)$ по модулю и знаку в бассейнах рек Малой Алмаатинки (группа Туюксуйских ледников) и Пскема. Значения автокорреляционной функции временных рядов V_M и V_{M_1} в бассейне р. Зеравшан (Матча) оказались существенно различными по знаку и величине при изменении начала отсчета рабочей части N_0 .

Рассмотрим представленные на рис. 5.7—5.8 графики автокорреляционных функций рядов V_{M_1} и V_M в бассейнах рек Малой Алмаатинки и Пскема, полученные в результате осреднения $r_{xx}(m)$ на диагоналях соответствующих матриц автокорреляции. Как видно, характерной особенностью графиков $r_{xx}(m)$ на этих рисунках является почти полное отсутствие зависимости между объемами V_M и V_{M_1} за смежные годы и устойчивая повторяемость через 6 лет пиков положительной и отрицательной корреляции в рядах V_{M_1} . Отмеченные свойства автокорреляционных функций временных рядов V_M и V_{M_1} имеют большое значение для решения вопросов искусственного воздействия на таяние ледников и разработки методов сверхдолгосрочного прогноза суммарных объемов V_M и V_{M_1} в гляциальных областях.

Из первого свойства следует, что в естественных условиях за смежные годы происходит самое произвольное чередование обес-

печенностей объемов V_M и V_{M_1} . Таким образом, однократная трансформация ожидаемого суммарного объема таяния близкого к норме в экстремальный, вероятно, не вызовет заметных отрица-

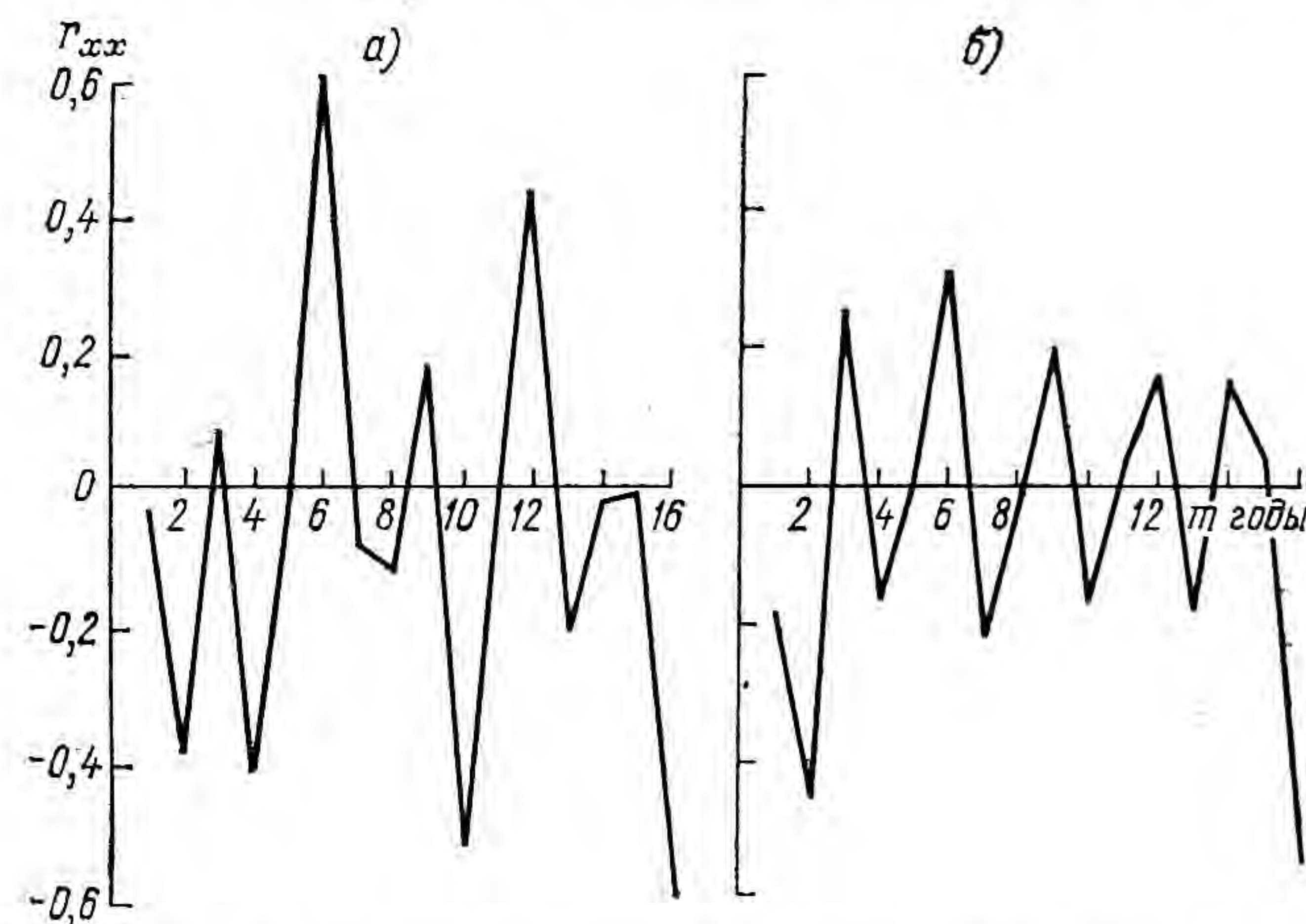


Рис. 5.7. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (а) и V_M (б) для группы Туюксуйских ледников в бассейне р. Малой Алмаатинки.

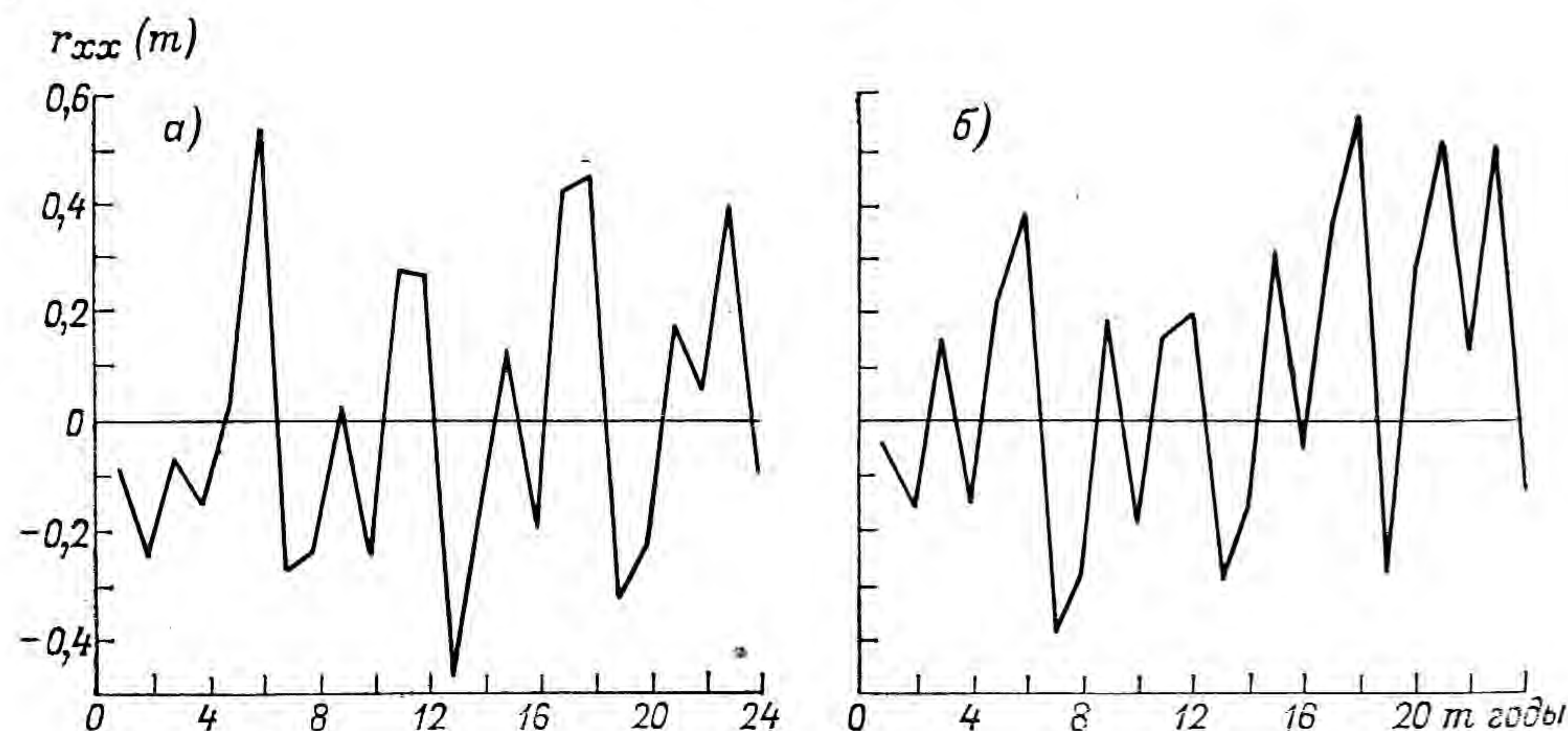


Рис. 5.8. Автокорреляционные функции временных рядов суммарных объемов таяния V_{M_1} (а) и V_M (б) в бассейне р. Пскем.

тельных последствий в многолетнем режиме гляциальных областей.

Достаточно устойчивая цикличность временных рядов годовых объемов ледникового стока в бассейнах рек Малой Алмаатинки и Пскема была использована для прогноза этих объемов с много-

летней заблаговременностью. В итоге, для V_{M_1} (в млн. т) в бассейне р. Пскем получены следующие уравнения авторегрессии, имеющие удовлетворительные показатели прогностической ценности:

$$\tilde{V}_{M_1}(T) = 0,81V_{M_1}(T-6) + 2,1; \quad (5.15)$$

$$s/\sigma = 0,71$$

$$\tilde{V}_{M_1}(T) = 0,81V_{M_1}(T-6) - 0,37V_{M_1}(T-13) + 53,4, \quad (5.16)$$

$$s/\sigma = 0,63$$

а для группы Туюксуйских ледников в бассейне р. Малой Алмаатинки —

$$\tilde{V}_{M_1}(T) = 0,63V_{M_1}(T-6) - 0,22V_{M_1}(T-4) + 1,57. \quad (5.17)$$

$$s/\sigma = 0,68$$

При определении эмпирических параметров в этих уравнениях максимальная величина сдвига по времени и рабочая часть длины временных рядов V_{M_1} в бассейнах рек Пскема и Малой Алмаатинки были заданы согласно условию (5.13), что дало возможность проверить полученные формулы на независимых данных. Результаты проверки, представленные в табл. 5.3, показывают удовлетворительное качество контрольных прогнозов V_{M_1} по уравнениям (5.15) — (5.17) как в целом, так и для экстремальных отклонений от среднего.

Основой модели прогноза по однофакторному уравнению регрессии является используемый в настоящей работе способ расчета $Z_{\max}$ как функции метеорологических составляющих индекса баланса. В разделе 3.1 было показано, что зависимости $Z_{\max} = f(I_B)$ имеют высокие коэффициенты корреляции. По непосредственным измерениям на ледниках установлено также (см. табл. 3.2), что между $Z_{\max}$ и составляющими вещественного баланса, в частности суммарными за период абляции объемами V_M и V_{M_1} , существуют достаточно тесные корреляционные связи. Следовательно, вполне возможно наличие зависимостей типа

$$\tilde{V}_{M_1}(T) = \beta_{\pi} x_{\pi}(T - \tau), \quad (5.18)$$

где x_{π} — компонент индекса баланса, известный к моменту составления прогноза V_M или V_{M_1} .

Изложенные в разделе 3.2 результаты поиска и анализа репрезентативных компонентов начального состава индекса баланса показывают, что основания для построения зависимостей (5.18) имеются только в тех случаях, когда преобладающий вес среди составляющих I_B принадлежит суммам осадков за октябрь—май

Таблица 5.3

Результаты проверки уравнений авторегрессии (5.15) — (5.17)
на независимом материале

Год	Бассейн р. Пскем					Группа Туюксу	
	V_{M_1} по модели автора	$\tilde{V}_{M_1}$ по формуле		$\Delta = \tilde{V}_{M_1} - V_{M_1}$		V_{M_1} по модели автора	$\tilde{V}_{M_1}$ по форму- ле (5.17)
		(5.15)	(5.16)	(5.15)	(5.16)		
1958	20,4	31,8	42,2	11,4	21,8		
1959	84,5	98,5	107,7	14,0	23,2		
1960	7,3	45,6	47,8	38,3	40,5		
1961	210,5	142,9	152,0	-67,6	-58,5		
1962	158,6	153,3	186,0	-5,3	27,4		
1963	22,5	93,6	60,0	71,1	37,5		
1964	28,8	37,5	49,5	8,7	20,7		
1965	128,1	89,4	117,0	-38,7	-11,1	2,20	2,51
1966	20,3	26,9	23,9	6,6	3,6	2,00	1,53
1967	62,5	191,5	216,2	129,0	153,7	3,15	3,90
1968	14,0	149,5	126,7	135,5	112,7	5,16	4,46
1969	0,2	39,2	11,1	39,0	10,9	1,72	2,19
1970	25,4	44,4	43,7	19,0	18,3	3,22	1,69
1971	123,3	124,7	149,3	1,4	26,0	2,65	2,26
1972	6,1	37,4	38,6	31,3	32,5	1,53	1,70
1973	139,4	71,6	101,2	-67,8	-38,2	3,50	3,18
1974	76,4	32,4	0	-44,0	-76,4	4,47	4,12
1975	61,8	21,2	0	-40,6	-61,8		
1976	62,1	41,6	65,7	-20,5	3,6		

Примечания: 1. Верхний предел допустимых отклонений $\Delta = 0,674\sigma$ в бассейне р. Пскем ± 44 млн. т, а для группы ледников Туюксу $\pm 0,90$ млн. т. 2. Сумма модулей Δ при расчете $\tilde{V}_{M_1}$ по формуле (5.15) равна 789,8 млн. т, а по формуле (5.16) 778,4 млн. т. 3. Оправдываемость расчетов $\tilde{V}_{M_1}$ по формулам (5.15), (5.16), (5.17) соответственно 74, 74 и 90 %.

и более короткий период. Следовательно, вместо (5.7) и (5.18) можно написать

$$\tilde{V}_M = \beta_n(T_3) q(T_3) \quad (5.19)$$

и

$$\tilde{V}_{M_1} = \gamma_n(T_3) q(T_3), \quad (5.20)$$

где T_3 — период суммирования осадков, обусловленный заблаговременностью прогноза таяния и ледникового стока.

В табл. 5.4 приведен перечень бассейнов рек Средней Азии, в которых при наличии многолетних рядов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$ могут быть получены прогностические формулы типа (5.19) — (5.20). Основанием для этого вывода служит преобладающий вес зимне-весенних осадков в величине индекса баланса аккумуляции и

Таблица 5.4

Бассейны рек Средней Азии с преобладанием вклада зимне-весенних осадков
в величину индекса баланса аккумуляции и абляции на ледниках

Река — створ	Характеристики			
	$S_{гл}$ км ²	$S_{бас}$ км ²	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	вклад $I_{Ак}$ %

Бассейн р. Амударьи

Шахдара — Хабост	171,1	4 180	4,1	>90
Гунт — Аличур	27,3	2 800	0,9	>90
Гунт — Хорог	634,2	13 700	4,6	>90
Обихумбоу — устье	12,3	709	1,7	>90
Сардай-Миена — к. Рамит	32,4	1 190	2,7	>90
Варзоб — Гушары	36,1	716	5,0	90
Зидды — Зидды	10,7	181	5,9	89
Сиам — Сиам	12,3	176	7,0	77
Сорво — Рамит	30,9	1 260	2,5	>90
Кафирниган — Чинар	64,4	3 040	2,1	>90
Сангикар — Сангикар	8,9	291	3,0	>90
Сарбог — Сангималик	105,6	1 760	6,0	89
Кызылсу — Домбрачи	648	8 370	7,7	66
Зеравшан — Дупули	655,7	10 200	6,4	80
Фандарья — устье	123,6	3 230	3,8	>90
Ягноб — к. Такфон	33,7	1 490	2,3	>90
Магиандарья — к. Суджина	24,6	1 100	2,2	>90
Сарытаг — устье	43,6	537	8,1	57

Бассейн р. Сырдарьи

Пскем — устье	127,8	2 830	4,5	>90
Чаткал — устье р. Терс	49,1	4 290	1,1	>90
Каракол Зап. — устье	60,7	1 180	5,1	90
Кекемерен — к. Арал	94,0	5 290	1,8	>90
Чичкан — 5,5 км выше устья	10,7	903	1,2	>90
Узунахмат — устье р. Устасай	15,3	1 790	0,9	>90
Онарча — 2,5 км выше устья	10,6	837	1,3	>90
Алабуга — к. Коштобе	119,3	3 710	3,2	>90
Куршаб — Гульча	15,8	2 010	0,8	>90
Тар — к. Чолма	63,0	3 840	1,6	>90
Каракульджа — к. Акташ	23,5	907	2,6	>90
Исфайрам — к. Учкоргон	102,2	2 220	4,6	>90
Акбура — к. Папан	113,9	2 260	5,0	90
Ходжабакирган — к. Андархан	51,9	1 740	3,0	>90
Шахимардан — к. Паульган	47,7	1 300	3,7	>90
Арысь — клх Юсансай	35,8	4 080	0,9	>90

Бассейны оз. Иссык-Куль, рек Чу и Талас

Асса	44,0	2 720	1,6	>90
Куркуреусу — Чонкурбан	39,4	454	8,7	56
Карабура — Коксай	25,2	797	3,2	>90
Урмарал — Октябрьское	35,8	1 120	3,2	>90
Талас — с. Гордеково	120,7	9 200	1,3	>90
Кегаты — лесной Кордон	19,9	256	7,8	64
Шамси — лесной Кордон	31,0	457	6,8	80

Река—створ	Характеристики			
	$S_{гл} \text{ км}^2$	$S_{бас} \text{ км}^2$	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}} \%$	вклад $I_{Ак} \%$
Чу — Кочкорка	213,0	5370	4,0	>90
Каракуджур — с. Сарыбулак	27,3	1240	2,2	>90
Джуанарык — Кумбель	30,0	2240	1,3	>90
Чон-Кемин — устье	111,6	1890	5,9	85
Актерек — МТС	25,2	596	4,2	90
Тоссор — устье р. Кодол	20,1	295	6,8	80
Кичиджаргылчак — Кичи-Джарг.	8,6	107	8,0	60
Джыргалан — с. Михайловка	109,7	2060	5,3	90

Примечание. $S_{гл}$ — площадь оледенения; $S_{бас}$ — площадь бассейна до замыкающего створа.

абляции на ледниках. Для других створов на реках Средней Азии, которые не вошли в табл. 5.4 и приложение I, оценки вкладов $I_{Ак}$ и следовательно возможности долгосрочных прогнозов V_M и V_{M_1} по формулам (5.19) — (5.20) легко устанавливаются с помощью зависимости $I_{Ab} = f\left(\frac{S_{гл}}{S_{бас}}\right)$ на рис. 3.2.

Из имеющихся в нашем распоряжении данных о суммарном таянии и ледниковом стоке наиболее подходящими для оценки параметров моделей прогноза (5.19) и (5.20) являются многолетние ряды объемов V_M и V_{M_1} , полученные в бассейнах рек Зеравшан (Матча) и Пскем. Уточненный после итерации состав индекса баланса I_B для ледников бассейна р. Пскем включает сумму осадков за октябрь—июнь, сумму средних месячных температур воздуха за май—сентябрь и сумму баллов общей облачности за май—сентябрь.

В бассейне р. Пскем в качестве аргумента эмпирических формул (5.19) и (5.20) принята сумма осадков за октябрь—май, которая, как видно на рис. 5.9, образует достаточно тесную связь с $Z_{макс}$ при $Z_{макс} = f(I_B)$.

Результаты построения зависимостей $V_{M_1}(q_{x-v})$ и $V_M(q_{x-v})$ для бассейна р. Пскем за 1937—1970 гг. представлены на рис. 5.10. Путем подбора аппроксимирующих выражений для этих связей получены такие эмпирические формулы ($\tilde{V}_M$ в млн. т):

$$\tilde{V}_M = 95 + 651,7e^{-0,0017q_{x-v}}, \quad (5.21)$$

$$\tilde{V}_{M_1} = 2276,4e^{-0,005q_{x-v}}, \quad (5.22)$$

коэффициенты корреляции которых для линеаризованных переменных соответственно — 0,70 и —0,87.

Независимая проверка эмпирических уравнений (5.21) и (5.22) по данным расчета V_M и V_{M_1} в бассейне р. Пскем за 1971—

1976 гг. показала, что значения ошибок прогнозов не превысили допустимого предела соответственно в трех и четырех случаях из шести.

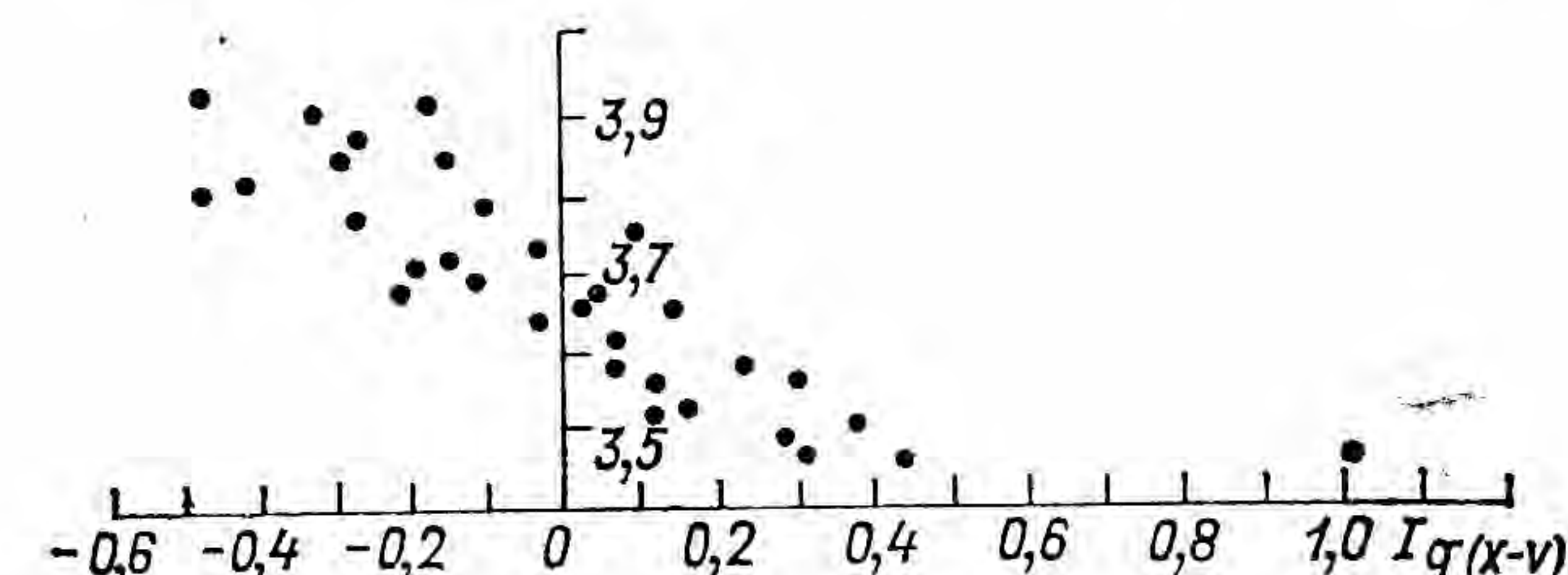
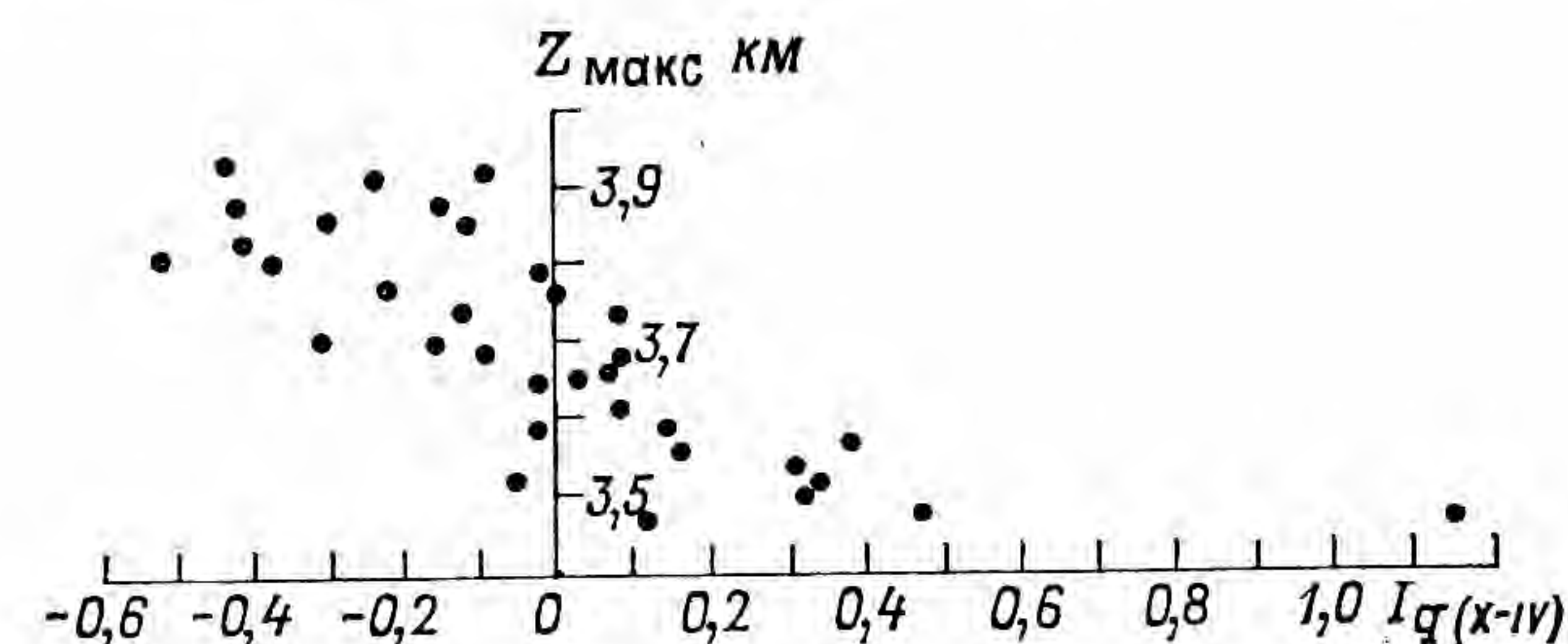


Рис. 5.9. Зависимость максимальной высоты сезонной снеговой границы на ледниках бассейна р. Пскем от сумм осадков на метеостанции Пскем.

$Z_{макс}$ определена при уточненном составе индекса баланса (I_B^*).

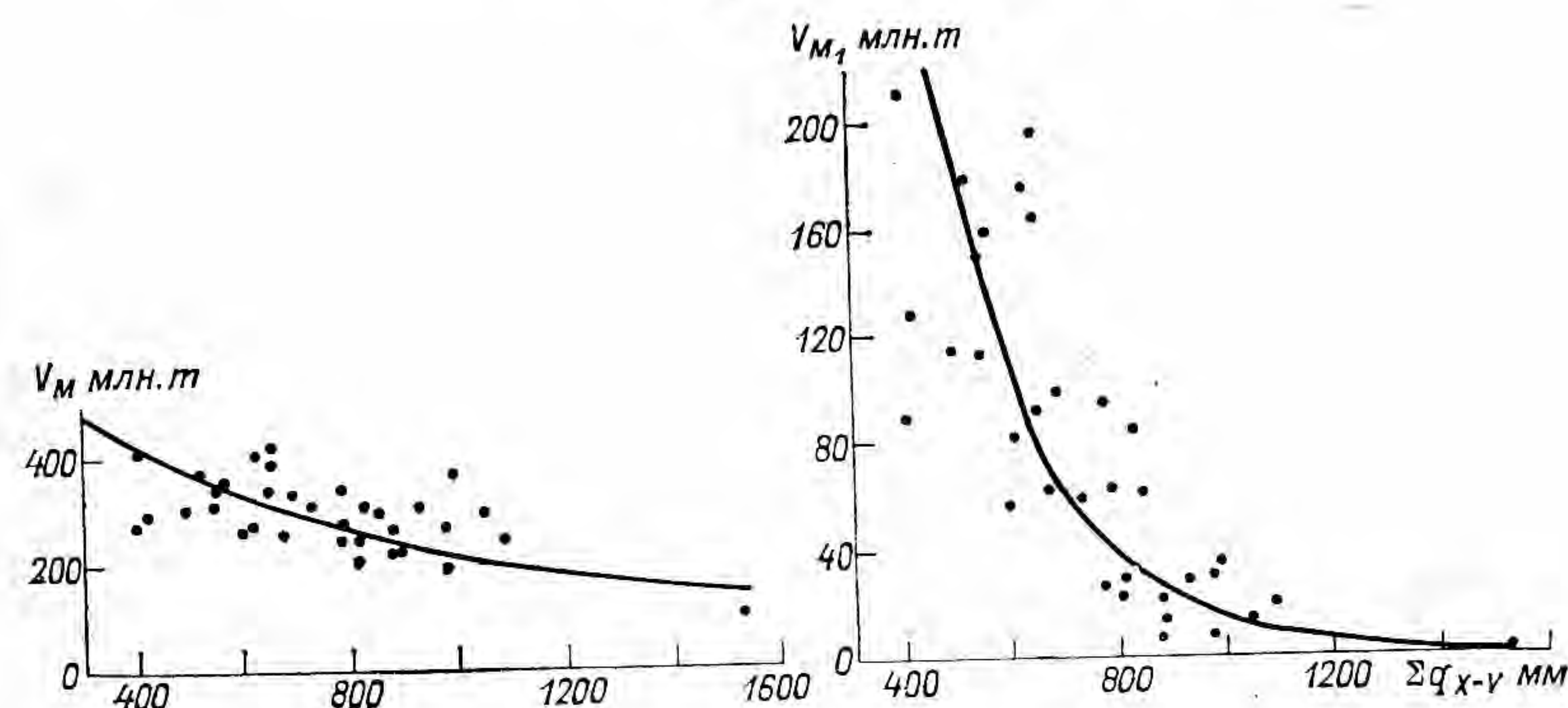


Рис. 5.10. Зависимости объемов V_M и V_{M_1} суммарного таяния ледников в бассейне р. Пскем от суммы осадков за октябрь—май на метеостанции Пскем.

Полученную оправдываемость прогноза V_M и V_{M_1} в бассейне р. Пскем следует признать удовлетворительной, учитывая, что по данным об одних только осадках за октябрь—май прогнозировались объемы суммарного таяния ледников и ледникового стока,

которые зависят также от метеорологических условий летнего периода. Несмотря на хорошую тесноту зависимости $Z_{\text{макс}} = f(q_{x-v})$ на рис. 5.9 в принципе едва ли возможно, чтобы зимне-весенние осадки полностью определяли условия и объемы таяния ледников в течение мая—октября.

Сходные результаты были получены для прогноза V_{M_1} по схеме (5.20) в бассейне р. Зеравшан (Матча), где, как следует из рис. 5.11, также существует зависимость $V_{M_1}(q_{x-IV})$. Аналитический вид этой зависимости (V_{M_1} в млн. м³):

человек

$$\tilde{V}_{M_1} = 8705,6e^{-0,017q_{x-IV}} \quad (5.23)$$

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].

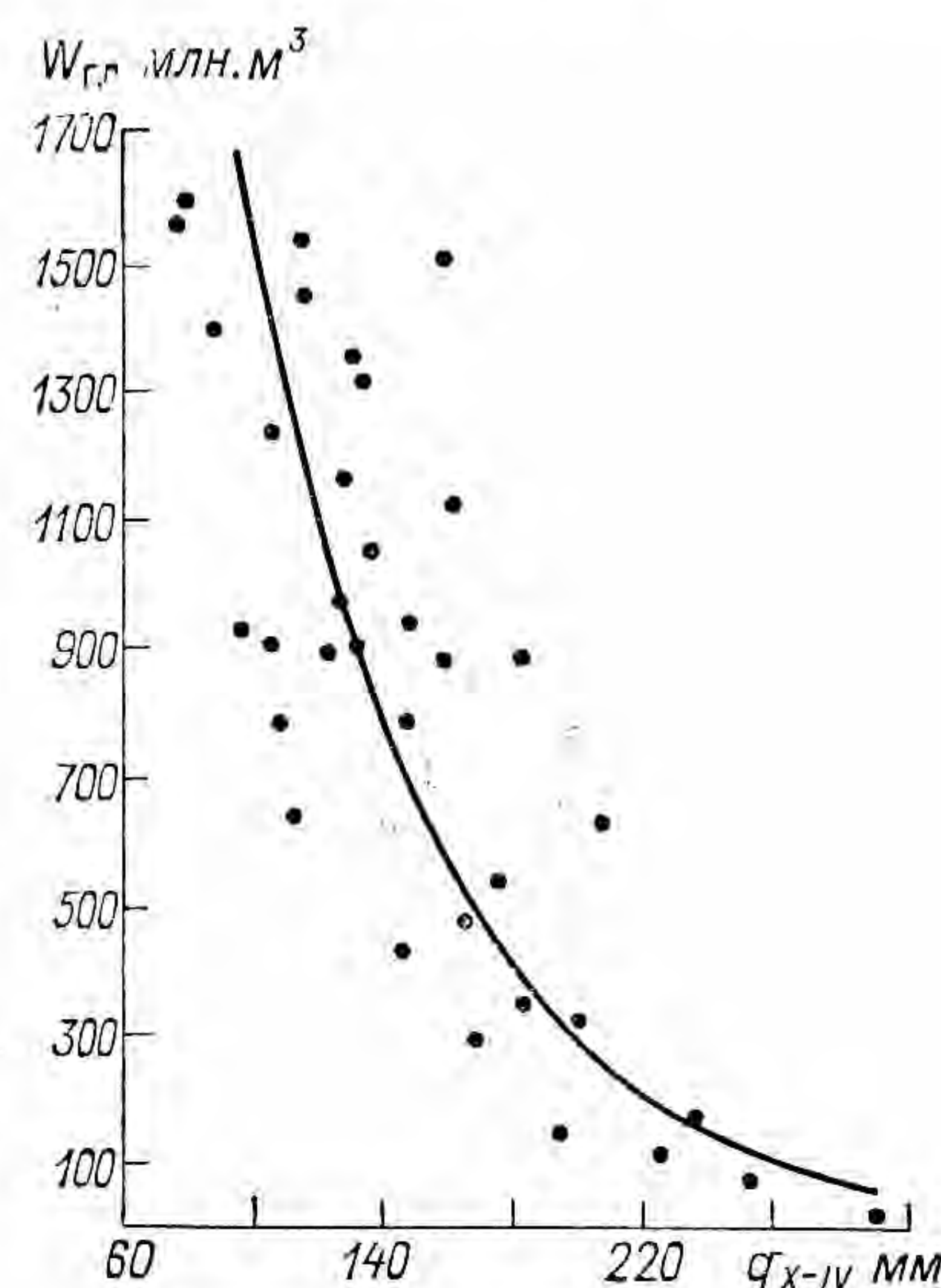


Рис. 5.11. Зависимость между ледниковым стоком в бассейне р. Зеравшан и суммами осадков за октябрь—апрель на метеорологической станции Дегауз (q_{x-IV}).

Наряду с однофакторными формулами (5.19) и (5.20) для прогноза V_M и V_{M_1} рассмотрим возможности построения уравнений множественной регрессии, в которые, помимо суммы осадков за октябрь—май, входят другие предикторы. В качестве примера назовем сумму средних месячных температур воздуха и данные по стоку за период предшествующий составлению прогноза.

В частности, для гляциальной области в бассейне р. Пскем получено следующее уравнение нормализованной регрессии:

$$u_{V_{M_1}} = 0,149u_{\Theta_{III-V}} - 0,842u_{q_{x-v}} - 0,032u_{\bar{w}_v}, \quad (5.24)$$

где $u(x)$ — квантили нормированной нормальной функции распределения соответствующих переменных; Θ_{III-V} — сумма средних месячных температур воздуха за март—май; $\bar{w}_v$ — средний за май расход р. Пскем в районе гидропоста Карангитугай. Сводный коэффициент корреляции уравнения (5.24) равен 0,825. Проверка уравнения (5.24) на независимом материале дала такие же результаты как и в случае расчета V_{M_1} по формуле (5.22).

Регрессионный анализ предикторов для V_M в бассейне р. Зеравшан, аналогичных тем, которые вошли в уравнение (5.24), был выполнен сначала для части (1943—1964 гг.), а затем по всему имеющемуся ряду V_{M_1} , т. е. за 1943—1977 гг. При использовании короткого ряда данных для прогноза V_{M_1} (в км³) получена однофакторная формула

$$\tilde{V}_{M_1} = 1,29 - 0,005q_{x-IV} \quad (5.25)$$

и

$$\tilde{V}_{M_1} = 1,15 - 0,004q_{x-IV}, \quad (5.26)$$

если параметры эмпирической формулы $\tilde{V}_M = f(q_{x-IV})$ оценивать на основе всего ряда данных. Как видно, эмпирические коэффициенты в формуле (5.26) изменились незначительно после добавления в выборки V_{M_1} и q_{x-IV} новых данных за 14 лет. Устойчивость этих параметров подтверждают также приведенные в табл. 5.5 результаты проверки формулы (5.25) на независимых данных.

Подводя итоги впервые выполненного для всех бассейнов рек Средней Азии исследования возможностей долгосрочного прогноза годовых объемов суммарного таяния ледников и ледникового стока, отметим следующие результаты.

1. Определены речные бассейны, где эффективным аргументом прогностических уравнений является сумма зимне-весенних осадков на соответствующих метеорологических станциях. В остальных случаях долгосрочный прогноз V_M и V_{M_1} с помощью уравнений

Таблица 5.5

Проверочные прогнозы V_{M_1} (в км³) в бассейне р. Зеравшан по формуле (5.25)

Год	V_{M_1} по модели автора	$\tilde{V}_{M_1}$ по формуле (5.25)	$\Delta = \tilde{V}_{M_1} - V_{M_1}$
1964	0,207	0,355	0,148
1965	0,100	0,805	0,705
1966	0,257	0,285	0,028
1967	0,896	0,625	-0,271
1968	0,596	0,375	-0,221
1969	0,020	0,080	0,060
1970	0,061	0,135	0,074
1971	0,480	0,440	-0,040
1972	0,238	0,470	0,232
1973	0,494	0,265	-0,229
1974	0,320	0,550	0,230
1975	1,031	0,885	-0,146
1976	0,619	0,665	0,046
1977	0,545	0,370	-0,175

Примечание. Критерием оправданности прогноза является условие непревышения Δ величины $0,674\sigma_{V_{M_1}}$, равной 0,25 км³. Количество случаев $|\Delta| \leq 0,25$ км³ составляет 86 %.

множественной регрессии невозможен без учета метеоусловий периода абляции ледников. Эти бассейны перечислены в приложении к работе.

2. Установлено, что подобрать предикторы в уравнение множественной регрессии для прогноза объема ледникового стока гораздо легче, чем для объема суммарного таяния ледников. Причина здесь в том, что все предикторы, пригодные для прогноза

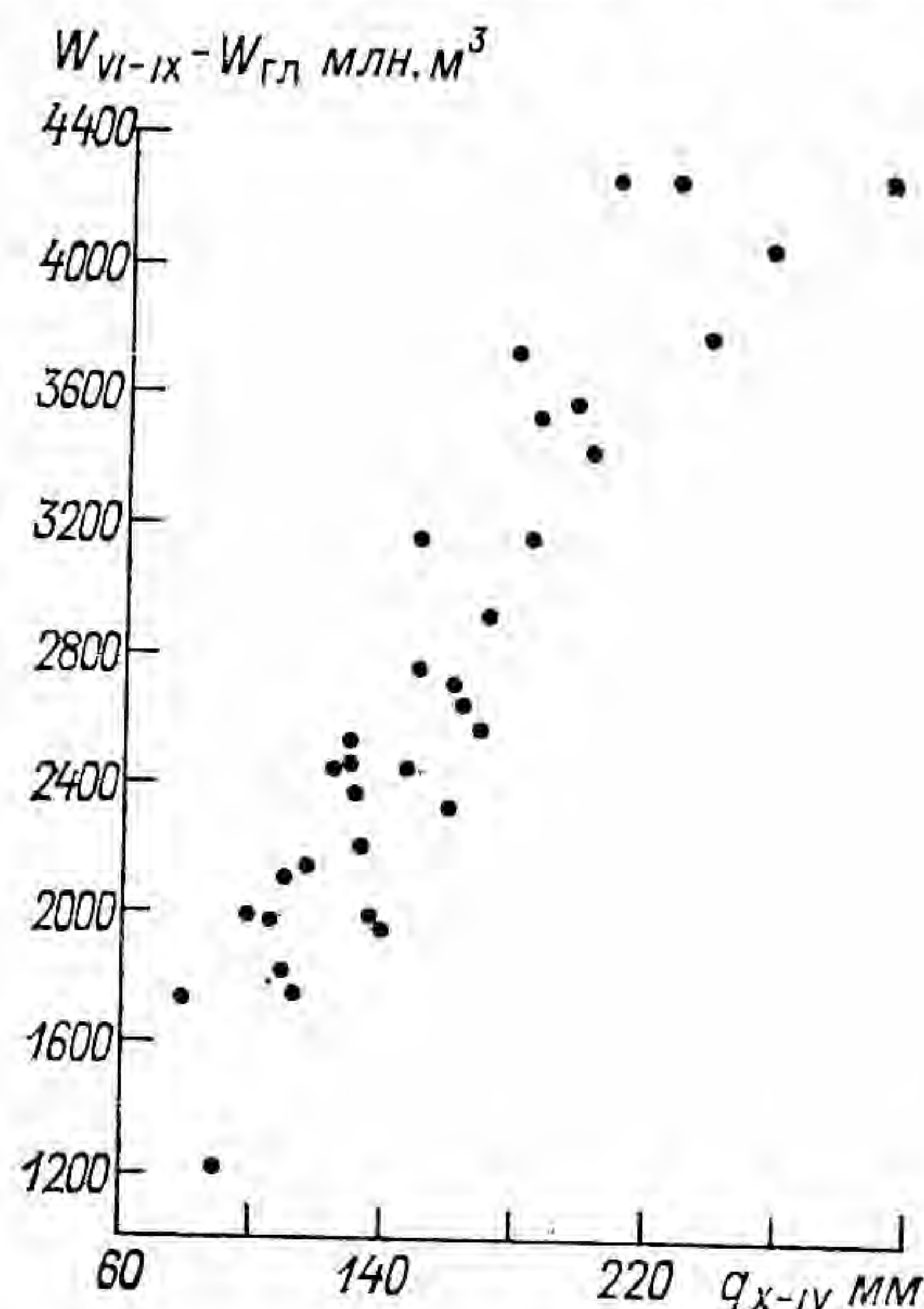


Рис. 5.12. Зависимость между сезонным снежным стоком ($W_{VI-IX} - W_{гл}$) в бассейне р. Зеравшан и суммами осадков за октябрь—апрель на метеорологической станции Де-хауз (q_{X-IV}).

$V_{M,1}$, не дают никакого эффекта при предсказании возможного выпадения летнего снега, таяние которого может составлять значительную часть объема V_M .

3. Сравнение зависимостей объема ледникового стока от сумм осадков (см. рис. 5.10, 5.11) и связей между стоком вегетационного периода и зимне-весенними осадками для рек снегового питания показывает, что в первом случае эти связи обратные, а во втором — прямые. Из этого следует, что на реках со снегово-ледниковым питанием прогноз стока вегетационного периода представляет собой сумму результатов расчета по двум независимым уравнениям: а) для снеговой составляющей, б) для ледниковой составляющей.

Для того чтобы получить такие уравнения, необходимо рассчитать временной ряд $V_{M,1}(T)$, определить снеговую составляющую стока ($W_{сн}$), построить для $V_{M,1}$ и $W_{сн}$ зависимости от сумм осадков за зимне-весенний период.

Примеры построения двух таких зависимостей для прогноза объема стока за июнь—сентябрь в бассейне р. Зеравшан по данным об осадках за октябрь—апрель на метеостанции Де-хауз приведены на рис. 5.11 и 5.12.

4. В ряде бассейнов рек Средней Азии хорошую оправдываемость прогнозов ледникового стока с многолетней заблаговременностью обеспечивают уравнения авторегрессии 1-го и 2-го порядков. Необходимым условием получения таких уравнений является устойчивая цикличность временных рядов $V_{M,1}(T)$. По всей вероятности, в Средней Азии не все многолетние ряды годовых объемов ледникового стока удовлетворяют этому требованию.

Выводы

1. Коэффициенты вариации (C_v) ледникового стока в целом для бассейнов колеблются в пределах 0,4—0,9. Наибольших значений многолетняя изменчивость ледникового стока ($C_v > 1,0$) достигает в бассейнах рек Бартанг, Гунт, Шахдара. Изменчивость объемов суммарного таяния ледников всегда меньше, чем для ледникового стока. Выполненные для бассейнов рек Сырдарьи и Амударьи расчеты C_v зимних осадков, сезонного снежного покрова, сумм летних температур воздуха и общей облачности на высотах, близких к границе гляциальной области, показали, что первоисточником достаточно высокой изменчивости $W_{гл}$ и V_M является вариация того же порядка сумм зимних осадков и водного эквивалента снежного покрова. Заметный вклад в вариацию $W_{гл}$ и V_M вносят также летние осадки и условия поступления суммарной радиации. Все эти факторы 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 взвешенной высоты концов ледников. Такой вид функции объясняется стремлением к нулю средней продолжительности периода таяния льда и, следовательно, объема ледникового стока по мере возрастания абсолютной высоты гляциальной области.

3. Полученные автором аналитические выражения для расчета коэффициентов вариации ледникового стока и продолжительности периода таяния льда, средних многолетних величин вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии и отношение коэффициентов асимметрии и вариации позволяют восстановить многолетний ряд объемов ледникового стока в любом бассейне Средней Азии, не проводя расчетов по региональной модели процесса суммарного таяния ледников.

Важным аспектом использования формул (5.3)—(5.5) является картирование распределения по площади вклада ледникового питания в годовой сток рек и коэффициентов вариации ледникового стока (см. приложение IV).

4. В результате анализа нормированных интегральных разностных кривых установлены отличия в продолжительности маловодной и многоводной фаз в многолетнем режиме суммарного таяния ледников и ледникового стока на Западном Тянь-Шане и в Зайлий-

ском Алатау по сравнению с Памиром и Гиссаро-Алаем. Важным для водопользования свойством многолетних колебаний ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии является одновременность резких пиков на интегральных разностных кривых.

5. До настоящего времени возможности повышения качества долгосрочных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием ограничивались отсутствием регионального подхода к решению данной проблемы и недостатком информации о многолетнем режиме ледникового стока.

Хотя ледниковое питание реки формируется от таяния многолетнего льда и фирна, сезонные твердые осадки текущего года на ледниках оказывают на величину $W_{\text{гл}}$ сильное влияние. Так, при прочих равных условиях обильная зимняя аккумуляция сокращает период таяния льда, и наоборот, а частые летние снегопады уменьшают объем ледникового стока. Из сказанного следуют такие основные выводы:

- ледниковый сток связан с величиной сезонной (или годовой) аккумуляции обратной зависимостью;

- объем ледникового стока, подобно общему стоку в бассейне, является функцией характеристик аккумуляции и абляции;

- характеристика аккумуляции в гляциальных областях представляет собой потенциальный предиктор для статистического прогноза $W_{\text{гл}}$ в бассейнах с преобладающим вкладом индекса аккумуляции в описание дисперсии стока за июнь—сентябрь.

В принципе использование зимне-весенних осадков для прогноза $Z_{\text{макс}}$ и $W_{\text{гл}}$ возможно во всех бассейнах рек Средней Азии, где оледенение составляет не более 10 % от площади, замыкаемой гидрометрическим створом. Этот вывод вполне однозначно объясняется тем, что по мере возрастания относительной площади оледенения увеличивается вклад ледникового питания в общий сток и его многолетняя изменчивость все больше зависит от колебания абляции, нежели аккумуляции.

Таким образом, чем дальше по высоте от ледников находится в бассейне гидрометрический створ, тем легче прогнозировать один и тот же объем ледникового стока, поскольку упрощаются возможности использования обратной связи между ледниковым и снеговым питанием реки. А снеговое питание чаще всего связано с зимне-весенним накоплением осадков.

В конечном счете повышение качества долгосрочных прогнозов водоносности вегетационного периода в бассейнах рек с снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием, где выполняется также условие $\delta_{I_{Ak}} > \delta_{I_{Ab}}$, возможно путем отдельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока.

6. В бассейнах рек Средней Азии установлено отсутствие зависимости между объемами V_M и $W_{\text{гл}}$ за любые смежные годы. Выявленная в ряде случаев закономерность повторения через 6 лет пиков положительной и отрицательной корреляции является основой

для прогноза $W_{\text{гл}}$ с шести- и четырехлетней заблаговременностью по уравнениям авторегрессии 1-го и 2-го порядков.

Глава 6

Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников

6.1. Проблема увеличения водоотдачи ледников в условиях Средней Азии

Известно, что ежегодная обеспеченность водой поливных культур в течение вегетационного периода в республиках Средней Азии существенно зависит от сезонного снегонакопления в интервале высот от 2000 до 4000 м. Поэтому в годы с небольшим количеством зимне-весенних осадков в условиях жаркого и сухого южного лета наблюдается острая нехватка воды для орошения и удовлетворения нужд других потребителей (население, гидроэнергетика и промышленность). Именно в это время большое значение приобретает проблема получения дополнительной влаги.

Потенциальными источниками такой влаги являются ледники, многолетние снежники и фирновые поля, расположенные на больших высотах. Увеличить интенсивность процесса их естественного стаивания можно, создав более благоприятные условия для поглощения солнечной энергии, так как обычно довольно значительная доля коротковолновой радиации отражается обратно в атмосферу.

Этот вывод хорошо известен и совершенно бесспорен. Однако простая констатация факта усиления таяния после искусственного снижения отражательной способности снежной или ледяной поверхности еще недостаточна для исчерпывающего решения вопроса о восполнении недостатка воды в засушливые годы. Необходимо точно представлять себе эффективность намечаемого мероприятия, его рентабельность, а также возможные последствия ускоренной сработки многолетних запасов снега и льда в регрессивную фазу развития современного горного оледенения.

Отдельные попытки [99, 110, 229] оценить потенциальный дополнительный объем таяния ледников при условии проведения искусственного воздействия в пределах некоторого крупного речного бассейна хотя и учитывают результаты экспериментальных работ по усилению таяния, содержат ряд упрощений и слабо обоснованных положений. Наиболее существенными недостатками являются:

- весьма приблизительное описание процесса таяния и определяющих его факторов в течение интервала времени (около 2—2,5 месяцев), требующегося для получения значимого результата от воздействия;

— использование в расчетах дополнительного объема таяния ориентировочных или произвольно вводимых данных о продолжительности и эффективности однократного запыления поверхности ледника;

— отсутствие рекомендаций по оптимизации методики искусственного воздействия в экономическом смысле и в плане минимизации вредных и необратимых последствий для существования ледников.

Для построения численной модели искусственного воздействия на таяние и ее программной реализации на ЭВМ, помимо моделирования процесса таяния на ледниках, необходимы решения следующих вопросов:

а) обоснование основных положений методики искусственного воздействия (время, место, оптимальная технология, критерий целесообразности мероприятия);

б) оценка влияния запыления на физические свойства деятельной поверхности снега и льда и количественная характеристика их изменчивости в пространстве и со временем;

в) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

г) учет влияния летних снегопадов на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет движения сезонной снеговой границы на ледниках при условии запыления их языков;

е) реализация принципиально важного требования о минимизации отрицательных последствий от искусственного воздействия для естественного многолетнего режима ледников.

Выполненное в работе исследование проблемы увеличения водоотдачи ледников Средней Азии включает:

— обобщение результатов соответствующих теоретических и экспериментальных работ,

— изложение принятых в модели условий и аналитических выражений, обеспечивающих расчет эффекта регионального воздействия с учетом перечисленных выше требований,

— анализ результатов численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в одном из бассейнов Средней Азии.

1. Проблема искусственного усиления таяния снега и льда в горах имеет ярко выраженный прикладной характер, поэтому выбор места и времени проведения воздействия, очевидно, в существенной мере обусловлен требованиями конкретного потребителя. Поскольку в условиях Средней Азии наиболее значительными по масштабу и важными в народнохозяйственном отношении являются потребности в воде сельского хозяйства, промышленности, гидроэнергетики и населения, возможности осуществления искусственного воздействия на таяние рассматриваются в работе применительно к названным потребителям.

Единственными объектами воздействия на таяние, представляющими потенциальную практическую значимость, являются горные

ледники. В течение периода май—октябрь суммарный объем таяния ледников складывается из объемов таяния зимнего снега, льда и старого фирна. В общую сумму входит также таяние летнего снега, но применительно к проблеме искусственного воздействия свежий снег, выпадающий на зачерненную поверхность, следует рассматривать [60, 62, 99, 110, 169, 222, 220] как фактор, полностью устраняющий эффект воздействия или значительно снижающий [12, 260] его.

В настоящее время вывод о нецелесообразности запыления поверхности открытого льда [5, 12, 60, 99, 110, 135, 220, 229,] является общепризнанным вследствие:

— значительной естественной запыленности и соответственно низких значений альбедо льда,

— быстрого смывания талой водой частиц запыляющего вещества с поверхности льда и восстановления естественного альбедо льда.

Таким образом, на леднике потенциально пригодными для зачернения остаются площади области питания и зимнего снега, когда он покрывает весь ледник.

По нашему мнению, не следует проводить усиление таяния зимнего снега и фирна или только фирна в областях питания ледников, как предлагается в работах [4, 5, 12, 140], по следующим соображениям:

а) велика вероятность того, что ускоренное против обычного расходование многолетних запасов фирна — источника существования ледников — может привести к необратимой деградации оледенения. Эта опасность увеличивается потому, что необходимость в усилении таяния ледников возникает в маловодные годы, когда баланс вещества в областях питания ледников отрицательный уже вследствие естественного преобладания абляции над аккумуляцией;

б) модуль стока из области питания ледника существенно меньше (в 2—3 раза) модуля стока из области абляции;

в) доставка и распыление десятков тысяч тонн зачерняющего вещества в области питания ледников на высоты более 4000—5000 м над уровнем моря неизбежно столкнется со сложными техническими проблемами, если ориентироваться на применение самолетов, или потребует огромного количества вертолетов, имеющих ограниченную грузоподъемность.

Что касается времени проведения искусственного воздействия, то по этому вопросу существуют две различные точки зрения:

а) запыление ледников следует проводить весной в апреле—мае, рассчитывая на сохранение эффекта от воздействия до сентября—октября [4, 5, 60];

б) искусственное воздействие на таяние должно быть приурочено ко времени максимальной потребности в воде, т. е. к июню—августу [140] или к июлю—августу [12].

В принципе, первый вариант представляется более выгодным, поскольку помимо прочего обеспечивает удлинение периода таяния

льда в области абляции, где невелико естественное альbedo и коэффициент стока практически равен единице.

Учитывая необходимость получения от искусственного воздействия рентабельных результатов для крупных потребителей, основными требованиями к зачерняющему материалу, помимо наличия его в требуемом количестве, являются: дешевизна, высокая способность к устойчивому уменьшению альbedo, отсутствие вредных последствий для природной среды.

Обобщая итоги экспериментов и предварительных расчетов [4, 60, 134, 135, 214, 222, 260], содержащихся в упоминаемых здесь работах, приходим к выводу, что более всего перечисленным требованиям отвечает угольная пыль. В частности, по данным А. А. Крейтера [135], относительная поглощательная способность угольной пыли равна 0,95, серого песка 0,76, чернозема 0,66, глины 0,39.

Недостатком угольной пыли как зачерняющего материала является плохая смачиваемость, которая несколько снижает [214] суммарный эффект воздействия. В этом отношении преимуществом перед угольной пылью обладает размолотый черный шлак [214], который, как показали эксперименты [12, 135, 214], наряду с угольной пылью может быть использован в качестве зачерняющего материала.

2. Решение вопроса о норме зачернения при проведении искусственного воздействия на таяние с одной стороны определяется вполне понятным стремлением к максимальной эффективности мероприятия, с другой — существует некоторый разумный предел количества пыли, выше которого реализация воздействия в производственном масштабе становится технически невозможной. Так, по мнению В. Л. Шульца [220], в случаях, когда площадь, где планируется воздействие, составляет сотни квадратных километров, вряд ли можно всерьез говорить о нормах запыления более 25 т/км².

По ориентировочным расчетам А. С. Щетинникова [229], для усиления таяния ледников в бассейне р. Пскем на площади 121 км² в течение июня—августа с учетом потерь при запылении необходимо примерно 108 тыс. т угольной пыли, из них 88 тыс. т на зачернение льда и 20 тыс. т на зачернение снега. Для распыления этого громадного количества пыли потребуется 54 тыс. вертолето-часов и 102 вертолета. Даже если ограничиться запылением одного только снега, техническое осуществление такого проекта искусственного воздействия представляется весьма сомнительным.

Из всех исследователей, занимавшихся вопросами искусственного воздействия на таяние, самые низкие нормы для зачернения снега на леднике (5 и 10 г/м²) приводит Г. А. Авсюк [4, 5]. По результатам экспериментов в фирновой области ледника Медвежьего, к выводам Г. А. Авсюка присоединяется также А. Б. Бажев [12].

Опытные работы в конце апреля — начале мая на сезонном снеге В. Мехагана, Дж. Меймана и Б. Гуделла [261] с различными нормами и видами зачерняющих материалов показали, что оптималь-

ный эффект с учетом расходов был достигнут при норме угольной пыли 34,4 г/м².

Эксперименты В. Л. Шульца с соавторами [222] в июле—августе на снежнике в бассейне р. Анаульген выявили, что нормы зачернения порядка 5—10 г/м² дают прибавку таяния до 20 % и более, если начальное альbedo снега составляет 0,45 и более. В работе [222] содержится также вполне справедливый вывод о большом влиянии естественной запыленности снега на эффективность применяемых норм зачернения.

Соответствующие материалы по внутригодовому ходу альbedo поверхности ледника, содержащиеся в разделе 4.1, показывают, что кривая этого процесса имеет минимум в июле—августе и возрастает к апрелю и октябрю.

Обстоятельное исследование в лабораторных условиях эффективности влияния различных норм запыления на таяние ледяного монолита площадью 500 см² выполнено Е. Н. Цыкиным [214].

Выводы Цыкина относительно эффективности различных норм зачерняющего вещества сводятся к следующему:

а) чем меньше норма зачернения, тем продуктивнее будет работать каждая частица зачерняющего вещества. В то же время, чем больше норма зачернения, тем быстрее пойдет таяние и тем большее количество талой воды можно будет получить с той же площади в единицу времени;

б) наиболее благоприятными для мероприятий по искусственному усилению таяния следует считать температуры воздуха, близкие к 0 °С;

в) при малых нормах зачернения фактическое усиление таяния в большинстве случаев примерно на 50 % превосходит результат, ожидаемый за счет уменьшения альbedo.

По мнению Е. Н. Цыкина [214], И. А. Зотикова [277] и А. Б. Бажева [12], это дополнительное таяние обусловлено тепловым воздействием на лед или снег самих частиц пыли, если они расположены друг от друга не ближе радиуса распространения теплового воздействия.

Однако пока неясно, как перейти от лабораторных данных с постоянными параметрами внешних условий (интенсивность радиации, скорость ветра, относительная влажность воздуха) к общим формулам или зависимостям, описывающим эффект воздействия с учетом изменчивости всех метеорологических характеристик. В связи с этим перечисленные здесь выводы Цыкина в численной модели искусственного воздействия на таяние не используются.

Графическое обобщение экспериментальных данных по вопросу об эффективности влияния различных норм запыления на альbedo снега и льда представлено на рис. 6.1, взято из работы автора [110]. Из этого графика следует, что эффективность действия запылителя растет намного медленнее, чем увеличивается его концентрация на 1 м² поверхности. Так, если принять изменение альbedo при зачернении 10 г/м² за единицу, то увеличение нормы угольной пыли в 10 раз даст прирост ΔA_k примерно в 3,5—4 раза.

А 30-кратное увеличение концентрации запыления приводит к возрастанию ΔA_k всего в 7—8 раз.

Таким образом, учитывая имеющиеся оценки эффективности и целесообразности применения различных норм зачернения снега, для численных экспериментов по модели искусственного воздействия на таяние следует ограничиться диапазоном от 5 до 100 г/м².

При назначении или выборе нормы искусственного воздействия на таяние необходимо учитывать неизбежные потери угольной пыли в процессе разбрасывания ее с самолетов или вертолетов. Результаты запыления снежного покрова в горах на площади 24 гектара с самолета АН-2 сельскохозяйственной авиации пока-

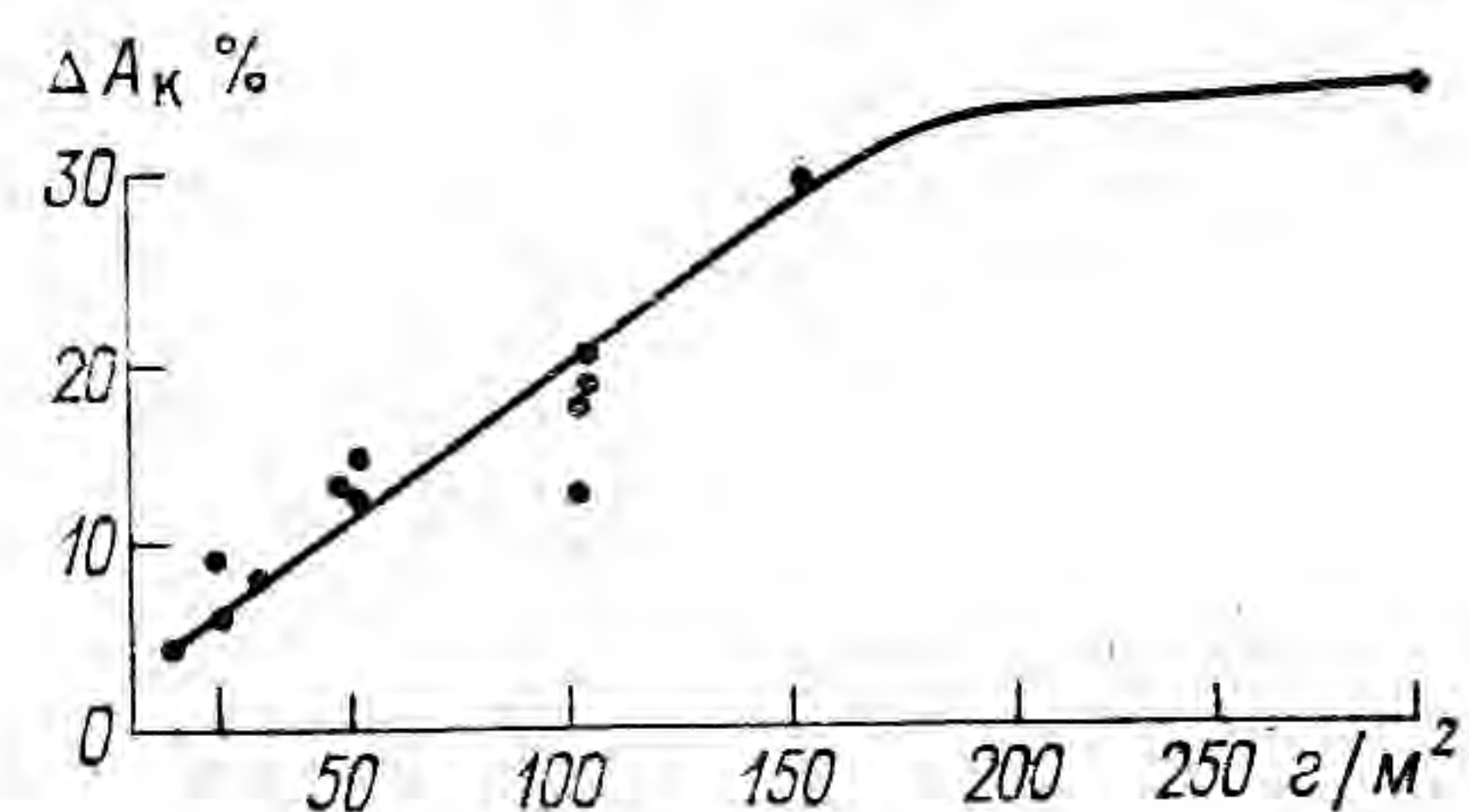


Рис. 6.1. Изменение альбедо поверхности ледника (ΔA_k) в зависимости от нормы запыления (г/м²).

зали [131] следующее: а) средняя концентрация угольной пыли на поверхности снега составила 34,6 г/м², или 69 % от запланированной нормы 50 г/м²; б) пыль распределилась на склонах весьма неравномерно.

Как видно, потери при распылении достаточно существенны, что вызывает необходимость дополнительного расходования угольной пыли для получения требуемой концентрации на поверхности ледников.

Эксперименты, выполненные многими исследователями [5, 12, 62, 136, 134, 135, 222, 261, 277], показали, что существенное влияние на искусственное усиление таяния оказывает фракционный состав запылителя. Как выяснилось, наибольший эффект может быть получен, если для зачернения снега использовать угольную пыль или толченый шлак с диаметром частиц от 0,1—0,2 мм до 0,4—0,5 мм.

3. В работе [110] показано, что суточная интенсивность таяния в течение периода абляции имеет вполне определенные пределы, зависящие от географических координат района оледенения. В результате экспериментов установлено, что в большинстве случаев искусственно усиленное таяние отличается от естественного не более чем в полтора раза. Поскольку в маловодные годы дефицит воды для крупных потребителей составляет от нескольких сот миллионов кубометров [110] до нескольких кубокилометров [220], ощутимый эффект от искусственного воздействия на таяние ледников в принципе может быть получен только, если период усиленного таяния составляет не менее 2—3 месяцев.

Для того чтобы в течение всего этого времени обеспечивать усиленное таяние на определенном заранее выбранном уровне, необ-

ходимо периодически повторять запыление ледников. Количество повторных запылений зависит от вида функции ослабления эффекта воздействия, принятого минимального уровня эффекта, технико-экономических возможностей, интенсивности выпадения свежего снега в течение периода воздействия на таяние.

4. Существенной частью проблемы искусственного воздействия на таяние является, по нашему мнению, всестороннее обоснование целесообразности мероприятия. Такое обоснование должно включать: а) технические и экономические расчеты и предварительную оценку рентабельности мероприятия с учетом реальных потребностей воды в маловодные годы; б) комплексную оценку возможных последствий от направленного воздействия на режим ледников; в) условие минимизации возможных отрицательных последствий для естественного режима ледников в результате искусственного усиления их таяния.

Отметим, что перечисленные вопросы пока не были рассмотрены специалистами достаточно полно.

Ориентировочные определения потенциального дополнительного объема и стока, получаемого в результате усиления таяния ледников в пределах отдельных бассейнов [99, 110, 229] и в целом для Средней Азии [140, 220], показывают, что при сделанных в расчетах допущениях мероприятие является либо недостаточно эффективным и экономически невыгодным, либо «полностью непригодным в качестве альтернативы или крупного дополнения к существующим проектам крупномасштабного регулирования стока» [140, с. 15].

Что касается оценки возможных последствий для режима ледников от искусственного усиления их таяния, то мнения гляциологов по этому вопросу диаметрально противоположны. Так, Г. А. Авсюк считает, что «искусственное усиление таяния ледников можно применять эпизодически — в особенно засушливые годы, без всякого ущерба для нормального естественного хода эволюции современных ледников» [4, с. 88]. Он же полагает, что на отдельных ледниках, учитывая «инерцию» оледенения, «подпруживание» ледников, возможно в определенных пределах осуществлять систематическое усиление их таяния.

Другие исследователи [110, 140, 229] оценивают возможные последствия усиления таяния более осторожно и менее оптимистически, чем Г. А. Авсюк. Предполагается, что «ускоренное против обычного расходование этих запасов может привести к необратимым последствиям, когда сезонный снег, лишившись сдерживающего влияния оледенения, станет таять быстрее и дефицит оросительной воды в июле—августе будет еще больше прежнего» [12, с. 137].

По мнению А. С. Щетинникова [229], искусственное усиление таяния в фирновых областях в маловодный год приведет к потере четырехлетней величины питания, для восстановления которой необходимо получение в течение ближайших четырех лет восьмилетней нормы, что маловероятно. В конечном счете даже после

однократного усиления таяния ледники могут начать интенсивно деградировать.

К аналогичному выводу пришел и А. Н. Кренке [140], который обратил также внимание на отрицательные последствия смещения вверх границ между зонами в результате зачернения ледников.

В плане минимизации возможных отрицательных последствий усиления таяния ледников в самой общей форме названы [110, 140]: создание покрова морены на ледниках, увеличение снегозапасов путем регулирования ветрового переноса снега решетками-заборами, искусственное увеличение осадков для восстановления запасов льда. Детальных разработок или расчетов по перечисленным предложениям не имеется.

6.2. Методические основы численного моделирования оптимального воздействия на таяние ледников

На основе анализа показателей внутригодового режима таяния ледников и многолетней изменчивости объемов ледникового стока в гляциальных областях Средней Азии автором сформулированы следующие основные положения оптимального метода интенсификации таяния (119, 129).

1. Искусственное увеличение водоотдачи ледников следует проводить только в годы, когда максимальная высота сезонной снеговой границы на ледниках близка к средней многолетней. Это условие обеспечивает 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 и максимально благоприятными условиями стока.

Есть основания полагать, что дополнительное изъятие стока из гляциальной области, не превышающее максимальной амплитуды его естественных колебаний, не должно привести к отрицательным необратимым последствиям в режиме оледенения. Этот вывод основан на рассматриваемых в предыдущей главе свойствах автокорреляционных функций процессов $V_M(T)$ и $V_{M_1}(T)$, где, в частности, выявлено отсутствие закономерности в чередовании обеспеченностей объемов суммарного таяния V_M и V_{M_1} при шаге по времени от 1 до 5 лет. Из этого следует, что в идущих один за другим годам, равновероятны отклонения любой амплитуды и знака от среднего.

Многолетняя изменчивость годовых и скользящих средних за 6 лет объемов суммарного таяния V_M и V_{M_1} в бассейне р. Пскем показана на рис. 6.2. Как видно, в многолетнем режиме таяния гляциальной области наблюдаются отдельные годы и целые периоды, когда годовые объемы суммарного таяния не превышают

средних многолетних значений. Поскольку некоторые из этих лет в бассейне р. Пскем относятся к числу маловодных или с пониженной водностью, представляется вполне целесообразным путем искусственного воздействия на таяние увеличить объем стока с языков ледников от средних и близких к ним значений до максимальных из всех определенных ранее для естественных условий. Можно полагать, что в отличие от выдвинутых ранее предложений [4] этот вариант получения дополнительного объема ледникового стока,

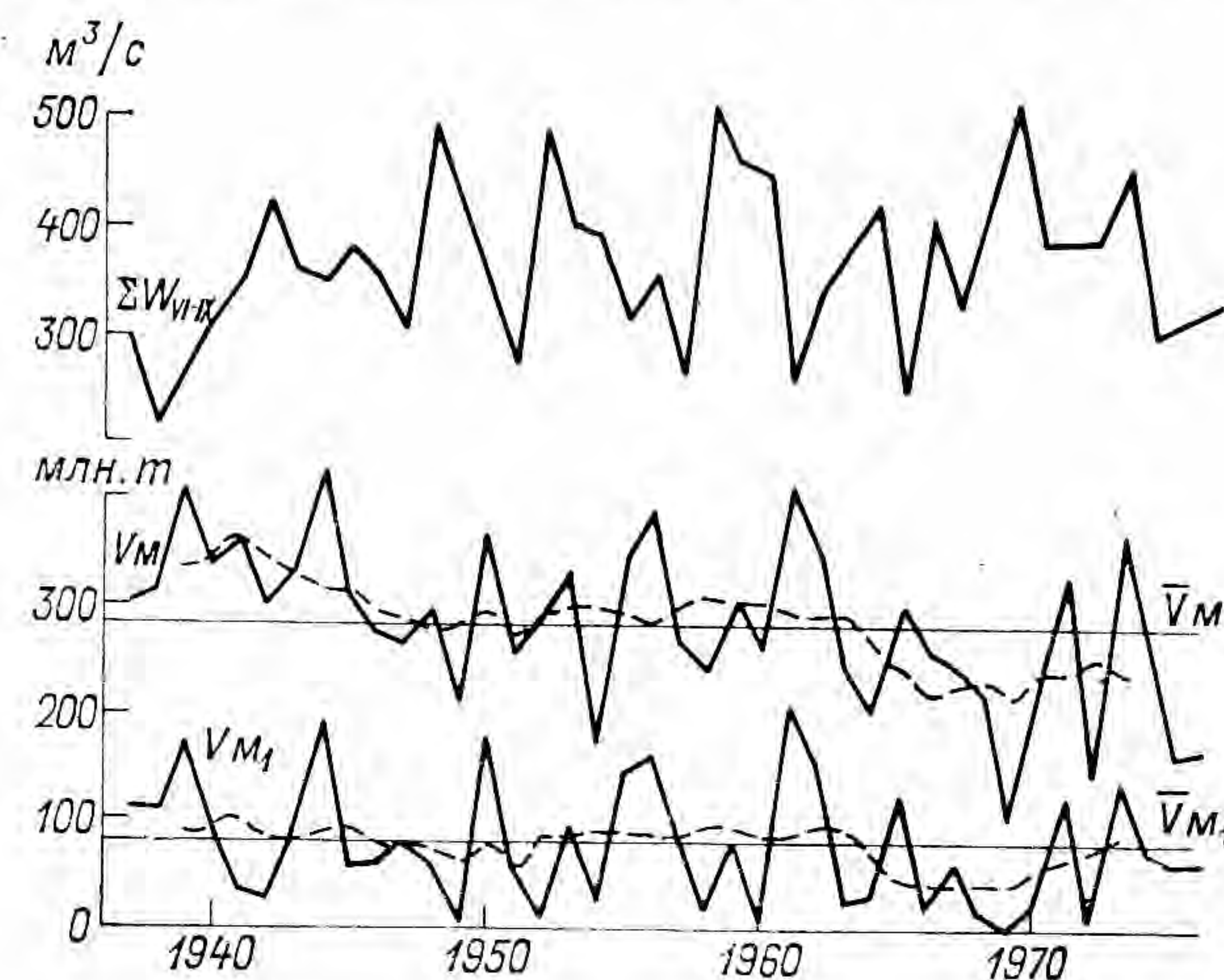


Рис. 6.2. Многолетняя изменчивость стока (ΣW_{VI-IX}) р. Пскем в створе Карангитугай (сумма средних месячных расходов за VI—IX) и объемов суммарного таяния ледников V_M и ледникового стока V_{M_1} в этом же бассейне.

Прерывистой линией показано скользящее осреднение по 6-летним интервалам.

в котором задано неперевышение максимальных значений V_{M_1} при обычном режиме таяния, окажется наиболее безвредным для дальнейшего существования ледников.

В качестве примера допустимости одного-двухразового искусственного увеличения объемов стока с площади языков ледников $\bar{S}_д$ назовем период 1964—1974 гг., когда в бассейне р. Пскем отмечено 3 маловодных года, а суммарное таяние на ледниках оказалось ниже средних многолетних значений.

Принципиально реализуемым способом частичного восполнения дефицита стока в годы с пониженной и минимальной водоносностью второй половины вегетационного периода является искусственное удлинение продолжительности периода таяния льда на площади $\bar{S}_д$. А это, как показывает сравнение 1947 и 1961 гг. в табл. 6.1, приведет к существенному увеличению ледникового стока.

Ледниковый сток в бассейне р. Пскем при различных значениях суммарного таяния

Характеристика года по условиям таяния	Объем таяния	Год	$W_{\text{бас}}$ (VII-IX)	Компонент ледникового стока, млн. т				$\frac{W_{\text{л}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{л}}}{W_0} \%$	$\frac{W_{\text{п}}}{W_0} \%$	$\frac{W_0}{W_{\text{бас}}} \%$	$\frac{W_{\text{л}}}{W_{\text{бас}}} \%$	$\frac{W_{\text{п}}}{W_{\text{бас}}} \%$
				$W_{\text{л}}$	$W_{\text{д}}$	$W_{\text{п}}$	W_0						
Максимальный	$V_{\text{м}}$	1944	633,7	196,3	235,1	111,3	346,4	56,7	67,9	32,1	54,7	31,0	37,1
	$V_{\text{м}_1}$	1961	478,2	210,5	247,3	103,0	350,3	60,1	70,6	29,4	73,3	44,0	51,7
Средний	$V_{\text{м}}$	1952	881,4	13,3	100,7	40,1	140,8	9,4	71,5	28,5	16,0	1,5	11,4
	$V_{\text{м}_1}$	1947	576,5	82,1	146,8	54,8	201,6	40,7	72,8	27,2	35,0	14,2	25,5
Минимальный	$V_{\text{м}'}$	1969	824,2	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	1,8	0,02	1,8
	$V_{\text{м}_1}$												0

Примечание. $W_{\text{бас}}$ — суммарный сток реки в замыкающем гидроворе; $W_{\text{л}}$ — сток от таяния льда и фирна; $W_{\text{д}}$ — сток от таяния снега и льда на языке ледника; $W_{\text{п}}$ — сток от таяния на площади $S_{\text{п}}$ области питания; W_0 — суммарный сток от таяния в гляциальной области.

Требуемый результат может быть достигнут, если, начиная с апреля, искусственно ускорить стаивание зимнего снега на площади $\bar{S}_{\text{д}}$ путем зачернения поверхности угольной пылью. Эффективность данного метода получения дополнительного объема ледникового стока с площади $\bar{S}_{\text{д}}$ зависит от объема зимней аккумуляции снега на языках ледников и интенсивности весенне-летних снегопадов. Судя по рассчитанным автором [119] датам начала и конца периода таяния льда в бассейне р. Пскем, продолжительность этого периода в предельном случае может быть увеличена на 2—2,5 месяца.

После схода зимнего снега дальнейшее ускорение таяния на площади $\bar{S}_{\text{д}}$ не имеет смысла ввиду 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 $\bar{S}_{\text{д}}$ и беспрепятственного поступления талой воды в русло реки.

Как видно, достоинства этого способа состоят в следующем:

- почти не затрагиваются области питания 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 последствий на следующий год ввиду 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 $Z_{\text{макс}}$ сезонного снега на ледниках близка к средней многолетней высоте границы области питания. Принципиальная возможность прогноза $Z_{\text{макс}}$ с необходимой заблаговременностью рассмотрена в разделе 3.1.

Методика расчетов внутригодового (май—октябрь) хода объемов таяния зимнего и летнего снега, открытого льда, льда под мореной и старого фирна для всего множества ледников в пределах некоторого бассейна детально изложена в настоящей работе. По мнению автора, региональная физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников является вполне подходящей основой для разработки численной модели искусственного воздействия.

Ориентировочные оценки [5, 12, 99, 222, 220, 229] эффективности искусственного воздействия на таяние в очень приближенной и условной форме включали также влияние летних снегопадов. Количество случаев с твердыми осадками и их интенсивность, как правило, были заданы произвольно, поэтому полученные выводы имеют недостаточно обоснованный характер.

В модели искусственного воздействия на таяние расчет влияния летних снегопадов на эффективность запыления ледников выполняется по методу, описанному в разделе 3.3, путем определения в координатах z, t слоев выпадения и таяния летнего снега.

Рассмотрим, как отражается нанесение зачерняющих материалов на свойства деятельной поверхности ледника и на структуре теплового баланса абляции.

Параллельные градиентные измерения на запыленной и контрольной площадках выявили [137, 169] заметные отличия между ними в значениях температуры воздуха и упругости водяного пара в приледниковом слое. По данным наблюдений В. А. Маркина на леднике Ортотер (хребет Терской Алатау) «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 разница достигала 0,5—0,7°C и даже 1°C. Наибольшей она была в околоразрушенное время» [169, с. 155].

Аналогичные результаты получили А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] по измерениям на леднике Баркрак (Западный Тянь-Шань).

В работе автора [102] показано, что даже при неизменных градиентах температуры воздуха и упругости водяного пара испарение и теплообмен могут возрасти в 1,6 раза, если параметр шероховатости запыленной поверхности увеличится от 0,5 до 2 см. А заметное возрастание изрезанности поверхности ледника и средней высоты микронеровностей после зачернения отмечают все авторы, изучавшие вопрос об усилении таяния.

В работе [102] обращается внимание также на то, что искусственное запыление поверхности ледника вероятнее всего вызовет уменьшение эффективного излучения.

К сожалению, современное состояние изученности всех других, кроме альbedo, изменений теплового баланса абляции после запыления пока недостаточно для того, чтобы получить необходимые зависимости и формулы, которые следовало бы включить в численную модель искусственного воздействия на таяние ледников.

Как следует из выражения (2.97), дополнительно поглощенная коротковолновая радиация (ΔB_k) зависит от напряжения суммарной солнечной радиации ($Q_\odot$) и от того, насколько удастся понизить естественную отражательную способность поверхности ледника

$$\Delta B_k = Q_\odot (A_k - A_{kз}), \quad (6.1)$$

где $A_{kз}$ — альbedo зачерненной поверхности. Фактически величина ΔB_k целиком зависит от разности $\Delta A_k = A_k - A_{kз}$, которую будем далее считать характеристикой эффективности искусственного воздействия на таяние, т. е.

$$\frac{M_з}{M} = f(\Delta A_k), \quad (6.2)$$

где $M_з$ — интенсивность таяния запыленной поверхности ледника.

В принципе интенсивность таяния запыленной поверхности ледника может быть определена двумя различными способами.

Во-первых, на основе (6.1), поскольку для построения численной модели воздействия на таяние принято, что искусственное из-

менение интенсивности таяния зависит только от измерения альbedo. Тогда, по аналогии с (2.98)

$$\frac{M_з}{M} = \frac{1 - A_{kз}}{1 - A_k}, \quad (6.3)$$

откуда

$$M_з = M \frac{1 - A_{kз}}{1 - A_k}. \quad (6.4)$$

Исследования показали [137, 277], что необходимые для численного моделирования значения ΔA_k или $A_{kз}$ могут быть определены аналитически. В частности, рассматривая поверхность запыленного снега как слой мутной среды, А. А. Крейтер и А. А. Тихановская [137] для расчета $A_{kз}$ снега получили такую формулу:

$$A_{kз}(n) = \frac{A_k(\infty) [A_k(\infty) A_k(0) - 1] + [A_k(\infty) - A_k(0)] e^{-\alpha E n}}{A_k(\infty) A_k(0) - 1 + A_k(\infty) [A_k(\infty) - A_k(0)] e^{-\alpha E n}}, \quad (6.5)$$

где

$$E = \frac{1 - [A_k(\infty)]^2}{A_k(\infty)}; \quad (6.6)$$

n — норма зачернения ($г/м^2$); $A_k(0)$ — альbedo незачерненного снега; $A_k(\infty)$ — альbedo предельно запыленного снега; α — постоянная величина, характеризующая данную фракцию пыли.

В результате проверки формулы (6.5) на фактическом материале установлено [137], что точность вычисления $A_{kз}(n)$ достаточна для определения эффективности зачернения.

Расчет $A_{kз}$ может быть выполнен также по уравнениям

$$A_{kз} = A_k - (A_k - A_m) \left[1 - \left(1 - 6 \frac{G}{d \gamma_m} \frac{1}{n} \right)^n \right], \quad (6.7)$$

$$n = 6GF/\pi d^3 \gamma_m, \quad (6.8)$$

или

$$A_{kз} = A_k - (A_k - A_m) \left(1 - \exp - 6 \frac{G}{d \gamma_m} \right), \quad (6.9)$$

которые были получены И. А. Зотиковым и Г. П. Моисеевой [277]. Здесь A_k — альbedo естественной поверхности; A_m — альbedo запыляющего материала; d — диаметр частиц запылителя, G — норма запыления; F — запыленная площадь; γ_m — плотность запыляющего материала. Выполненные для сравнения вычисления $A_{kз}$ по формулам (6.5) и (6.9) дали сходные результаты.

Во-вторых, полагая, что при искусственном воздействии на таяние ледника на его поверхность образуется слой запылителя средней толщиной $\tilde{h}_з$:

$$\tilde{h}_з = \frac{G}{\rho},$$

где G — норма запыления; ρ — плотность угля или другого материала. Тогда расчет M_3 может быть выполнен по формуле (2.104), так как запыляющее вещество и морена как факторы таяния отличаются только параметрами.

Более обоснованная по сравнению с (6.4) оценка M_3 по формулам, предложенным И. А. Зотиковым и Г. П. Моисеевой [277]

$$M_3 = M \frac{1 - A_{кз} - U}{1 - A_k - U}, \quad (6.10)$$

$$U = (Q_\theta + Q_e + Q_g)/Q_R, \quad (6.11)$$

не может быть использована в нашей модели искусственного воздействия на таяние ввиду недостатка соответствующих данных для расчета Q_θ , Q_e и Q_g (Q_g — поток тепла, расходуемый на нагревание глубинных слоев снега и льда) в масштабе речного бассейна и неполноты сведений об изменении потоков Q_θ , Q_e и Q_g после запыления ледника.

Метод расчета потока тепла, поступающего на поверхность раздела морена (слой запыления) — поверхность ледника, был разработан Ю. М. Денисовым [54]. При этом пыль или морена рассматривалась как многофазная и многокомпонентная среда. В результате было описано поведение функции $M_c = f(h_c)$ при различных фракционном составе угольной пыли и относительной покрытости поверхности ледника. Метод Денисова также не используется в нашей модели по тем же причинам, что и предыдущий.

Формулы (6.5) — (6.6) или (6.9) позволяют определять в модели искусственного воздействия на таяние альbedo запыленной поверхности ледника $A_{кз}$ только в день проведения воздействия. С течением времени эффект воздействия ϵf при норме « n » г/м² на альbedo естественной поверхности ледника A_k ослабевает вследствие того, что в формуле для эффекта воздействия

$$\epsilon f(n, z, t) = A_k(z, t) - A_{кз}(z, t) \quad (6.12)$$

при отсутствии летних снегопадов A_k является убывающей, а $A_{кз}$ возрастающей функцией времени t . Вид эмпирических функций $\epsilon f(n, t)$, полученных по наблюдениям А. А. Крейтера [135] на леднике Имат, представлен на рис. 6.3.

Обработка данных А. А. Крейтера [135] по изменчивости $\epsilon f(n)$ во времени показала, что функция $\epsilon f(n, t)$ хорошо аппроксимируется экспонентой

$$\epsilon f(n, t) = R_n e^{-K_3(n)t}, \quad (6.13)$$

где $R_n = A_k - A_{кз}$ в день запыления, а зависимость коэффициента K_3 от нормы запыления n имеет следующий вид:

$$K_3(n) = \frac{1}{9,39 + 0,15n} \quad (6.14)$$

при условии, что размер фракций угольной пыли равен примерно 0,25 мм. Значения A_k и $A_{кз}$, необходимые для определения R_n при $t=0$, т. е. на дату запыления, получаем по формулам (6.5) или (6.9) и схеме (4.36).

С целью выяснения вида зависимостей $\epsilon f(n, t)$ для размера фракций угольной пыли 0,5—1,0 мм в марте—апреле 1980 г. в бассейне р. Дукант были выполнены необходимые измерения альbedo естественной и запыленной поверхностей снега. Экспериментальные

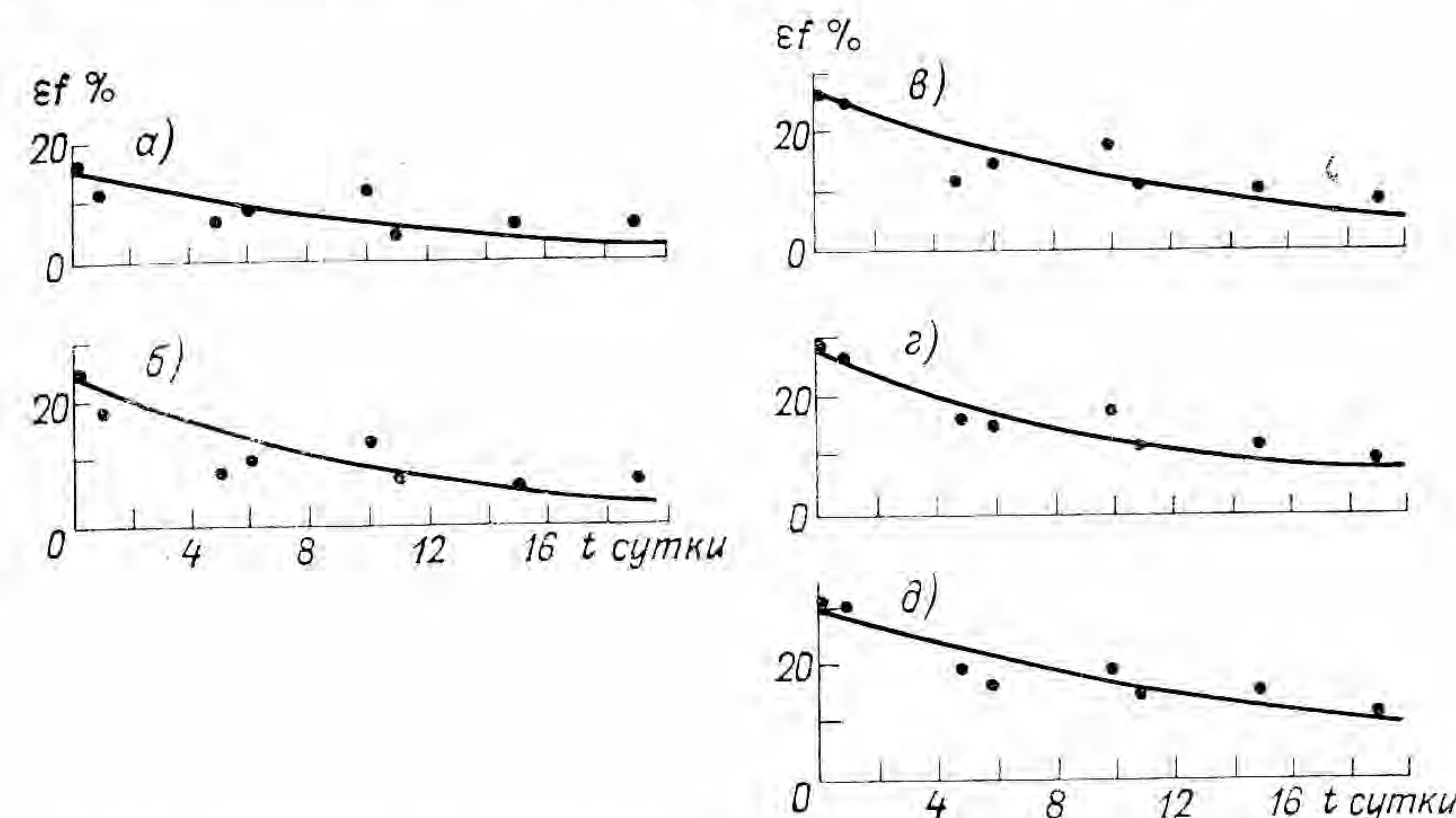


Рис. 6.3. Изменение во времени эффекта запыления (ϵf) при различных нормах угольной пыли (в г/м²: а — 10, б — 20, в — 30, г — 40, д — 50).

По наблюдениям А. А. Крейтера на леднике Имат.

площадки размером 4 м² располагались на поверхности, близкой к горизонтальной, на высоте 2,0 км над уровнем моря. Запыление снега производилось сортированной угольной пылью нормами 5, 10, 20 и 40 г/м². Временной ход эффекта воздействия представлен на рис. 6.4.

Как видно, и для другого размера фракций угольной пыли зависимости $\epsilon f(n, t)$ имеют экспоненциальный характер, и связь коэффициента $K_3(n)$ с нормой зачернения выражается формулой, аналогичной (6.14), но уже с иными параметрами

$$K_3(n) = \frac{1}{7,11 + 0,29n}. \quad (6.15)$$

В модели искусственного усиления таяния ледников зависимость (6.13) использована также для определения даты повторного запыления снежного покрова в интервале высот от нижнего конца ледника до средней многолетней высоты фирновой границы.

Критерием в данном случае является первая дата в течение расчетного периода, когда выполнено условие

$$\epsilon f(Z_k, t) < \lim \epsilon f, \quad (6.16)$$

где $\lim \varepsilon - \varepsilon_f$ — заданное предельное значение эффекта; Z_k — нижняя отметка интервала высот на леднике, где проводится запыление снега. Общее количество повторений воздействия в модели — не более трех. Если эффект, достигнутый после запыления некоторой нормой, оказался меньше заданного предела, запыление повторяется увеличенным количеством угольной пыли. Увеличение равно начальному значению нормы.

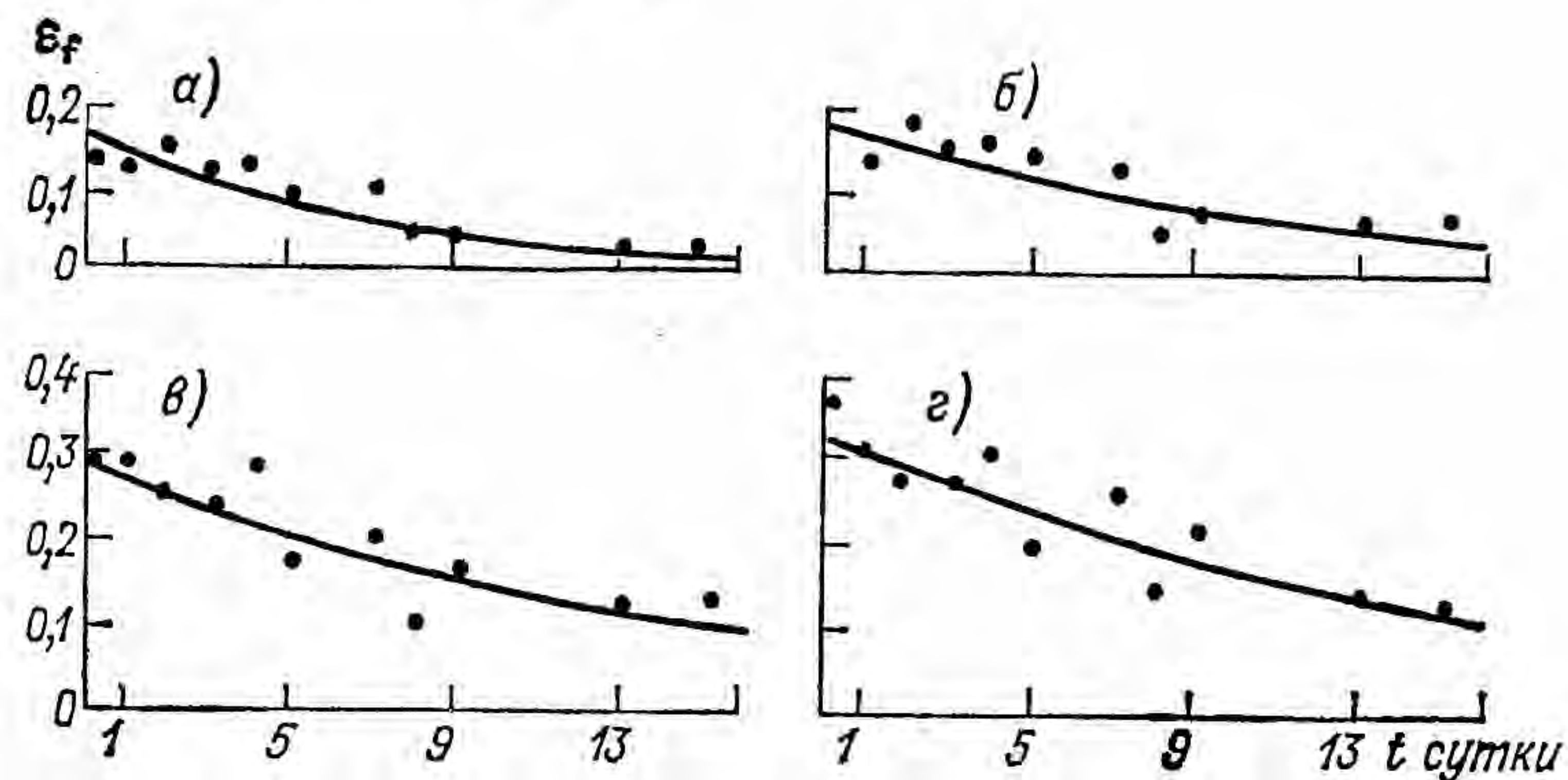


Рис. 6.4. Изменение во времени эффекта запыления поверхности снега сортированной угольной пылью (в г/м²: а — 5, б — 10, в — 20, з — 40).

По наблюдениям автора в бассейне р. Дукант. Фракционный состав угольной пыли 0,5—1,0 мм.

В модели предусмотрено также, что последнее запыление должно быть не позже чем на 15 дней до даты начала таяния льда на высоте Z_k в естественных условиях.

При повторном зачернении поверхности снега на ледниках расчет $A_{k3}(n)$ по-прежнему выполняется по формуле (6.5). Однако вместо $A_k(0)$ в этом случае берется альbedo ранее запыленного снега с учетом изменчивости $\varepsilon_f(n, t)$. Иначе говоря, для повторного запыления

$$A_k(0) = A_k(z, t) - \varepsilon_f(n, z, t). \quad (6.17)$$

В модели задано, что повторное воздействие на таяние снега производится на той же площади, как и первоначальное, даже если часть площади языка ледника покрыта выпавшим за день до воздействия или нестаявшим летним снегом.

Для оценки последствий выпадения весенне-летних снегопадов на эффект искусственного воздействия принята следующая схема:

а) в течение всего времени залегания свежеснегов на леднике эффект запыления $\varepsilon_f(n, z, t)$ равен нулю;

б) сразу после схождения свежеснегов $\varepsilon_f(n, z, t)$ равен тому значению, которое было рассчитано по формуле (6.13) за день до снегопада;

в) альbedo свежеснегов $A_k(z, t)$ после окончания снегопада равно 80 %, далее изменение $A_k(z, t)$ определяется по методу Е. Б. Трофимовой (202);

г) для определения продолжительности залегания свежего снега на леднике рассчитывается баланс накопления и таяния твердых атмосферных осадков, при этом распределение водности свежеснегов в зависимости от высоты местности вычисляем по формуле (4.43).

Расчет движения сезонной снеговой границы $Z_{гсс}(t)$ на леднике в течение периода таяния льда при отсутствии летних снегопадов выполняется по формуле

$$Z_{гсс}(t) = Z_{гсс}(t-1) + \Delta z(t) \beta_d, \quad (6.18)$$

где
$$\beta_d = \frac{M_3}{M} = \frac{1 - A_{k3}}{1 - A_k}, \quad (6.19)$$

а $\Delta z(t)$ характеризует величину подъема снеговой границы за сутки.

Коэффициент β_d введен в формулу (6.18) для того, чтобы учесть ускоренное в сравнении с естественным таяние запыленного зимнего снега и, следовательно, более быстрый подъем по леднику сезонной снеговой границы.

6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников

Численные эксперименты по модели искусственного воздействия при различных нормах запыления в апреле зимнего снега на языках ледников были проведены за многолетний период (1937—1976 гг.) для оледенения в бассейне р. Пскем. Общая площадь областей абляции на ледниках в этом бассейне составляет 60,5 км².

Начальным этапом моделирования искусственного воздействия на таяние является определение дат обнажения концов ледников $d_{нл}$ и таяния льда после схода запыленного зимнего снега. Результаты расчета $d_{нл}$ в бассейне р. Пскем после зачернения зимнего снега на ледниках различными нормами угольной пыли в годы с небольшим количеством зимне-весенних осадков (1938, 1950 гг.), экстремальные (1961, 1969 гг.) и средний (1952 г.) по условиям таяния представлены в табл. 6.2 и 6.3. Данные об изменении дат начала таяния льда после искусственного воздействия на ледники в бассейне р. Пскем за весь многолетний период приведены в отчете по теме IV.29в.03 плана НИР и ОКР Госкомгидромета. (№ гр 78046626, Ташкент, 1980. Гидрометфонд УзУГКС).

Из анализа изменения сроков начала таяния льда, полученных путем моделирования запыления, можно сделать следующие выводы.

1. Даты схода зимнего снега на концах ледников становятся более ранними по мере возрастания нормы запыления. Эта зависимость, как показано на рис. 6.5, является нелинейной. Основные

Таблица 6.2

Изменение дат начала таяния льда после запыления зимнего снега на языках ледников в бассейне р. Пскем ($\Delta d_{нл}$ в днях)

Год; месяц—сумма осадков, мм	Естест. даты по районам	Фракция пыли, мм	Норма запыления, г/м ²						
			5	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	2.06		13	14	20	21	21	22	22
VI—9,9	14.06		13	18	21	23	24	25	25
VII—11,2	29.06	0,5—1,0	13	19	24	25	25	26	27
1938	1.06		12/3	13/3	17/2	19/2	20/1	20/1	20/1
	1.06		12	13	17	19	20	20	20
	2.06		12	12	14	18	20	20	20
	14.06	0,25	13	13	18	19	19	21	23
	29.06		10	13	19	22	23	24	25
1950	7.06	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	8.06		7	8	8	14	14	18	22
VI—39,9	17.06		9	11	12	14	14	15	15
VII—10,0	29.06	0,25	6	11	15	16	17	21	21
1952	11.07		8/3	11/3	14/3	14/2	15/1	15/1	16/1
IV—292,3	11.07		8	11	14	14	15	15	16
V—155,2	12.07		7	11	14	14	15	15	16
VI—66,6	23.07	0,25	6	11	13	14	19	20	20
VII—57,5	8.08		12	12	15	13	15	17	22
1961	30.05	0,25	10/3	11/2	12/1	13/1	14/1	14/1	14/1
IV—105,2	30.05		10	11	12	13	14	14	14
V—35,8	30.05		7	10	11	12	13	13	13
VI—34,0	4.06		5	5	7	9	10	10	11
VII—12,5	21.06	0,25	16	18	19	20	21	21	21
1969	12.08		6/3	7/3	20/3	22/3	23/3	23/3	25/2
IV—174,5	12.08		6	7	20	22	23	23	25
V—254,4	16.08		4	8	23	25	25	26	27
VI—45,6	29.08	0,25	4	7	14	19	21	21	22
VII—148,5	—		—	—	57	66	64	65	75

Примечания: 1. Результаты, приведенные в таблице, получены при $\lim \epsilon f = 0,20$; 2. Расчеты дат начала таяния льда $d_{нл}$ и их изменения после воздействия приведены для каждого года по пяти районам гляциальной области в бассейне р. Пскем; 3. Знак «тире» во второй колонке означает отсутствие таяния льда в 4-м и 5-м районах гляциальной области. Изменение $d_{нл}$ для этого случая определено относительно конца расчетного периода — 31 октября; 4. Число после дробной черты в колонках норм запыления означает количество повторений воздействия; 5. Месячные суммы осадков для IV—VII соответствуют уровню 2,5 км.

Таблица 6.3

Даты начального и повторных запылений при моделировании искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем ($\lim \epsilon f = 0,20$)

Норма запыления, г/м ²	1938 г.			1950 г.			1952 г.			1961 г.			1969 г.			Расход угольной пыли для бассейна р. Пскем при раз- личном количестве запылений, тыс. т		
															1	2	3	
5	1,04	21,04	3,05	1,04	2,04	14,05	1,04	31,05	2,06	1,04	5,05	9,05	2,04	3,04	14,06	0,30	0,61	0,91
10	1,04	3,05	9,05	1,04	8,05	—	1,04	3,06	16,06	1,04	9,05	—	2,04	13,06	24,06	0,61	1,21	1,82
15	1,04	7,05	—	1,04	16,05	—	1,04	15,06	22,06	1,04	—	—	2,04	17,06	28,06	0,91	1,82	2,72
20	1,04	9,05	—	1,04	—	—	1,04	16,06	24,06	1,04	—	—	2,04	24,06	2,07	1,21	2,42	3,63
25	1,04	12,05	—	1,04	—	—	1,04	19,06	—	1,04	—	—	2,04	28,06	15,07	1,51	3,03	4,54
30	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	20,06	—	1,04	—	—	2,04	28,06	15,07	1,82	3,63	5,45
40	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	24,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	18,07	2,42	4,84	7,26
50	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	25,06	—	1,04	—	—	2,04	2,07	19,07	3,03	6,05	9,08
75	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	—	—	1,04	—	—	2,04	15,07	—	4,54	9,08	13,61

Примечание. Тире означает отсутствие необходимости в повторении запыления, т. е. $\epsilon f(Z_k, t) > 0,20$.

изменения дат $d_{нл}$ наблюдаются до норм запыления в 40—50 г/м². Далее, вплоть до 100 г/м², прирост $\Delta d_{нл}$ в большинстве случаев не превышает одного дня. Таким образом, очевидна безрезультатность применения норм запыления более 50 г/м².

2. Наибольший эффект от искусственного воздействия на ускорение схода зимнего снега и удлинения периода таяния льда (примерно на месяц и более) был получен в 1938, 1946, 1951 и 1956 гг. В остальных случаях частые весенне-летние снегопады существенно ослабили влияние запыления зимнего снега на ускорение

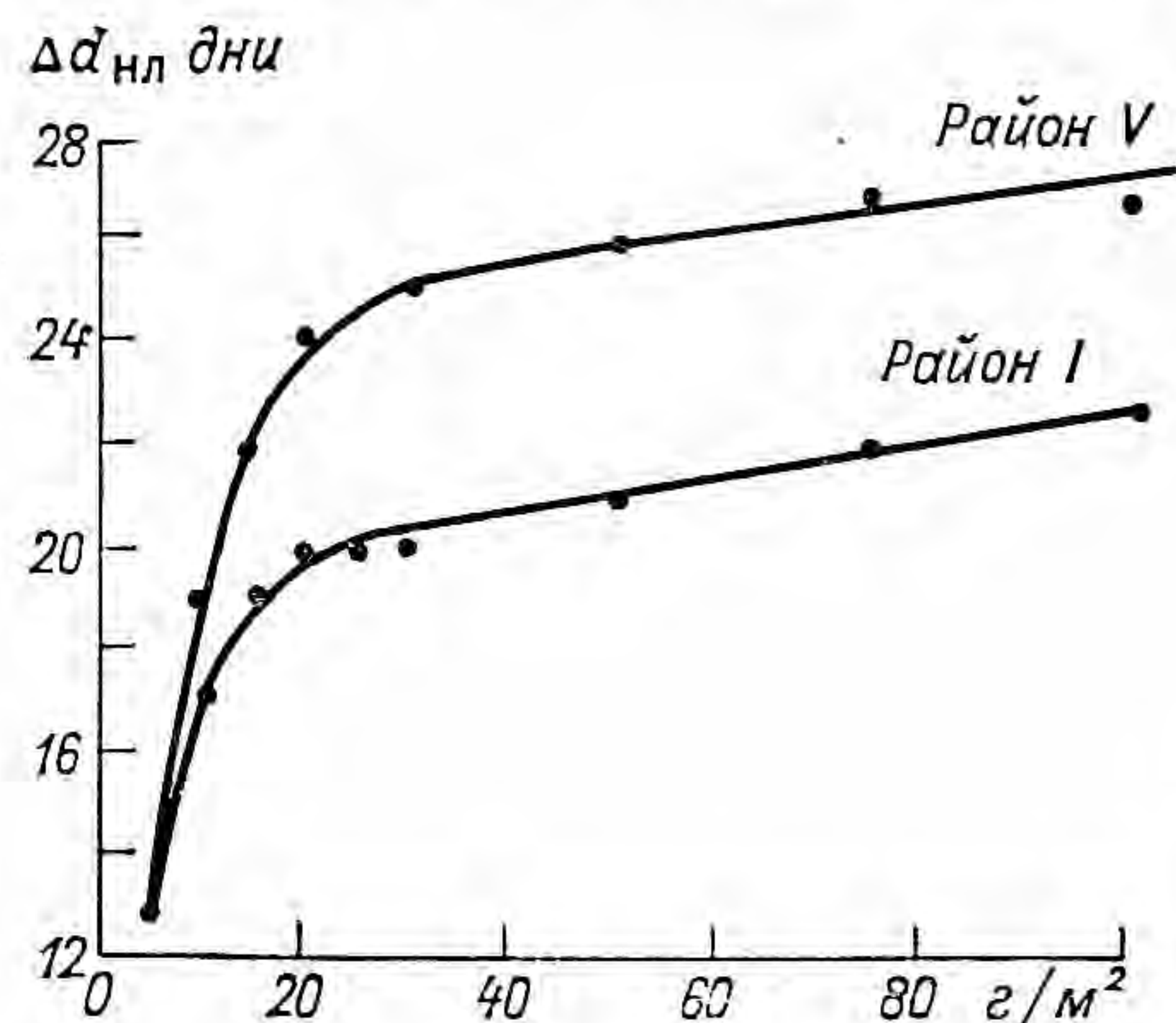


Рис. 6.5. Разность между датами начала конца периода таяния льда ($\Delta d_{нл}$) до и после запыления ледников в бассейне р. Пскем различным количеством угольной пыли.

его стаивания. Из этого следует малая рентабельность искусственного воздействия на таяние ледников в бассейнах рек с большим количеством весенне-летних осадков.

3. Как и следовало ожидать, применение угольной пыли с более крупным размером частиц снижает эффективность воздействия для норм от 5 до 30 г/м². По мере увеличения нормы запыления разница в датах для фракций 0,25 и 0,5—1,0 мм становится все менее заметной. Этот вывод делает допустимым использование для воздействия на таяние угольной пыли с разнообразным фракционным составом.

4. Как видно из табл. 6.2, где естественные даты начала таяния льда и их изменение после запыления приведены для возрастающих по высоте концов «средних ледников» в районах гляциальной области бассейна р. Пскем, эффект воздействия усиливается с увеличением высоты. Причина этого явления объясняется тем, что на больших высотах велико естественное альbedo и, следовательно, эффект запыления более значителен

$$\epsilon f(n, z, t) = A_k(z, t) - A_{кз}(z, t).$$

Отмеченная закономерность в изменении дат $d_{нл}$ нарушается во время выпадения весенне-летнего снега и его последующего таяния, когда $\epsilon f(n, z, t)$ становится равным нулю. Влияние летних снегопадов на $\epsilon f(z, t)$ при повторном запылении иллюстрирует рис. 6.6, где показаны распределения по высоте естественного альbedo

снега $A_k(z, t_0)$ и эффекта $\epsilon f(z, t_0)$ за день до повторения воздействия, альbedo запыленной поверхности $A_{кз}(z, t_0)$ и эффекта $\epsilon f(z, t_1)$ после повторного воздействия 3 июня 1970 г.

Значения $\epsilon f(z, t_0)$ были равны нулю в интервале 3,6—3,8 км, потому что на этих высотах еще не стоял ранее выпавший летний снег, а в интервале 3,8—3,9 км потому, что в момент времени t_0 на этих высотах выпал свежий летний снег.

Повторное запыление во всем интервале 3,3—3,9 км привело к тому, что несмотря на наибольший прирост ϵf за время $t_1 - t_0$ на высотах 3,6—3,9 км в целом распределение $\epsilon f(z, t_1)$ характеризуется уменьшением эффекта воздействия на этих высотах.

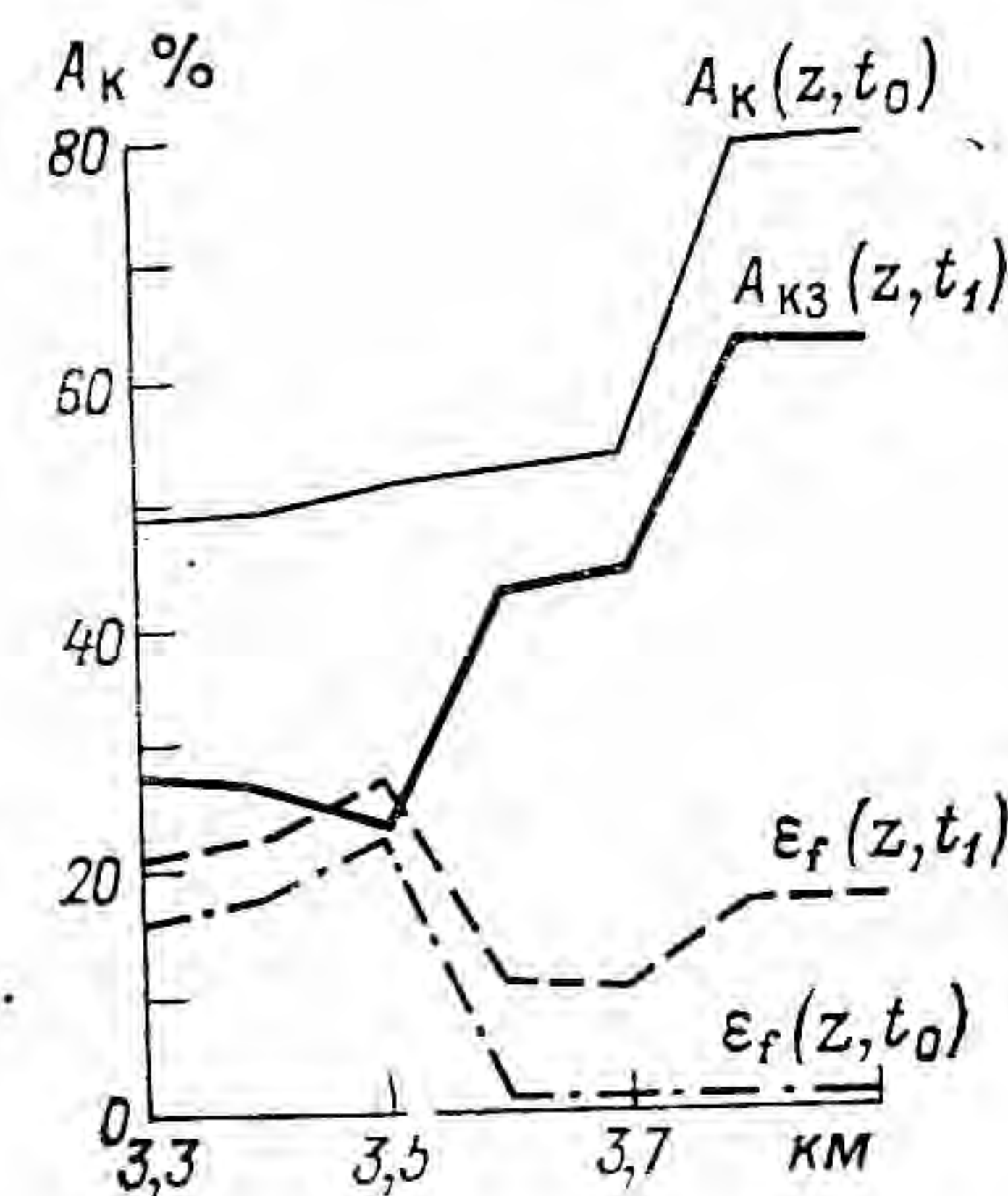


Рис. 6.6. Распределение по высоте альbedo естественной (A_k) и запыленной поверхности ($A_{кз}$) и эффекта воздействия (ϵf) перед (t_0) и после (t_1) повторного воздействия.

Бассейн р. Пскем, 3 июня 1970 г.

Неоднократное повторение описанного явления приводит к отмеченным выше нарушениям в изменении $\Delta d_{нл}$ в зависимости от высоты.

Отклонения от закономерности изменения $\Delta d_{нл}$ с высотой связаны также с разновременностью дат начала таяния льда в районах гляциальной области при отсутствии запыления. Как видно из табл. 6.2, разница во времени между датами $d_{нл}$ для 1-го и 5-го районов в бассейне р. Пскем составляет от 1—2 недель до месяца. Следовательно, таяние запыленного снега на вышерасположенных ледниках идет в иных метеорологических условиях (осадки, температура воздуха, солнечная радиация) по сравнению с нижерасположенными и это, несомненно, влияет на изменение $\Delta d_{нл}$ с высотой.

5. С формальной точки зрения наибольшее изменение $d_{нл}$ в бассейне р. Пскем было получено в 1954 и 1969 гг. Несмотря на это, нецелесообразность искусственного воздействия на таяние ледников именно в эти годы очевидна по следующим соображениям: во-первых, оба года относятся к многоводным, особенно 1969 г., когда дефицит воды отсутствует, во вторых, для получения значимого результата от воздействия на таяние важно не только увеличение продолжительности периода таяния льда, но и общая его

длина. Так, в 1938 г. после моделирования запыления нормой 50 г/м^2 она стала равной в 5-м районе 120 дням, а в 1954 г. — 62 дням, т. е. самой величине $\Delta d_{\text{нл}}$.

6. В табл. 6.2 и 6.3 прослеживается четкая связь количества повторений запыления и продолжительности эффекта однократного воздействия на уровне не ниже 0,20 с нормой запыления и интенсивностью выпадения весенне-летних снегопадов.

Если не принимать во внимание обильные осадками многоводные годы, когда нет необходимости в искусственном увеличении объема ледникового стока, то достаточный для производственных нужд эффект воздействия обеспечивает однократное запыление при норме 30 г/м^2 . С учетом потерь угольной пыли примем окончательное значение нормы в 50 г/м^2 . В этом случае расход угольной пыли на все ледники бассейна р. Пскем составит округленно 3 тыс. т, что в 35 раз меньше для искусственного воздействия на таяние ледников в том же бассейне по проекту А. С. Щетинникова [229].

Основным итогом численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников являются оценки потенциального дополнительного объема ледникового стока в годы различные по водоносности и метеорологическим условиям периода абляции.

Сводные результаты за 1937—1976 гг. численного моделирования искусственного воздействия при норме угольной пыли 50 г/м^2 на таяние ледников в бассейне р. Пскем и оценки дополнительных объемов ледникового стока относительно объемов V_M суммарного, таяния и W стока р. Пскем (г/п Карангитугай) за июнь—сентябрь показаны на рис. 6.7. В табл. 6.4 приведены абсолютные и относительные оценки составляющих дополнительного объема ледникового стока в годы характерные по водоотдаче из гляциальной области. На основе этих материалов сделаны следующие выводы.

1. Однократное искусственное усиление таяния зимнего снега на площади языков ледников в бассейне р. Пскем в годы, когда объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна V_M — близки с средним многолетним, позволяет увеличить объемы таяния V_M на 80—130 %; при этом объем стока р. Пскем (г/п Карангитугай) возрастает на 7—23 %.

2. В маловодные годы объем стока с запыляемой площади языков ледников в бассейне р. Пскем может быть увеличен на 30—60 %; при этом общий сток р. Пскем за июнь—сентябрь возрастает на 7—17 %.

3. Весьма изменчивы результаты искусственного воздействия на таяние в многоводные, обильные осадками годы. Увеличение объемов таяния V_M в бассейне р. Пскем составило от 0,4 до 280 %. Однако, как и следовало ожидать, вклад дополнительного ледникового стока в питание реки в такие годы оказался несущественным — от 0,02 до 4 %. Причина здесь в том, что, несмотря на огромный относительный прирост объема V_M , малыми являются абсолютные значения объемов V_M и их роль в суммарном стоке реки в многоводные годы.

Таблица 6.4

Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем в годы, когда сток с площади языков ледников близок к средним многолетним (1957, 1959, 1965, 1971, 1974 гг.) и экстремальным (1939, 1944, 1950, 1961 гг.) значениям

Год	Норма запыле- ния, г/м ²	Суммарное таяние на ледниках, млн. т				Относительные вклады компонентов ледникового стока, %					
		лед под мореной $V_{\text{лм}}$	открытый лед $V_{\text{л}}$	старый фирн $V_{\text{ф}}$	$V_{M_1} = V_{\text{лм}} +$ $+ V_{\text{л}} + V_{\text{ф}}$	ΔV_{M_1}	$\frac{\Delta V_{\text{лм}}}{\Delta V_{M_1}}$	$\frac{\Delta V_{\text{л}}}{\Delta V_{M_1}}$	$\frac{\Delta V_{\text{ф}}}{\Delta V_{M_1}}$	$\frac{\Delta V_{M_1}}{V_{M_1} (0)}$	$\frac{\Delta V_{M_1}}{W_{VI-IX}}$
1957	0	14,77	71,33	3,50	89,60	76,44	24,3	73,9	1,8	85,3	10,7
	50	33,38	127,80	4,86	166,04						
1959	0	12,19	68,86	3,43	84,47	82,39	17,8	79,4	2,8	97,5	6,8
	50	26,86	134,27	5,67	166,80						
1965	0	15,72	95,41	16,92	128,05	150,63	17,7	71,3	11,0	117,6	22,6
	50	42,35	202,86	33,47	278,68						
1971	0	14,36	99,18	9,80	123,34	95,05	3,0	91,2	5,8	77,1	9,3
	50	17,16	185,86	15,36	218,38						
1974	0	10,28	61,45	4,63	76,36	96,42	22,4	73,4	4,2	126,3	12,1
	50	31,89	132,26	8,64	172,78						
1939	0	18,59	132,58	25,10	176,27	102,43	11,8	72,9	15,3	58,1	14,21
	50	30,71	207,28	40,7	278,70						
1944	0	21,68	144,41	30,23	196,32	64,75	20,0	63,9	16,1	33,0	7,21
	50	34,63	185,8	40,64	261,07						
1950	0	21,79	128,50	27,94	178,23	58,42	30,8	53,9	15,3	32,8	6,6
	50	39,77	159,97	36,91	236,65						
1961	0	22,54	155,89	32,05	210,48	117,11	5,8	82,0	12,2	55,6	17,1
	50	29,29	251,92	46,38	327,59						

Примечание. $\Delta V_{\text{лм}}$, $\Delta V_{\text{л}}$, $\Delta V_{\text{ф}}$ — разности между составляющими объема ледникового стока при наличии искусственного запыления ледников и в его отсутствии; $V_{M1}(0)$ и V_{M1} — соответственно объемы суммарного таяния и ледникового стока в естественных условиях.

4. Изменение дат начала таяния льда на 10—20 дней в сторону более ранних оказалось достаточным для получения вполне ощутимого прироста ледникового стока в годы, когда объемы V_{M_1}

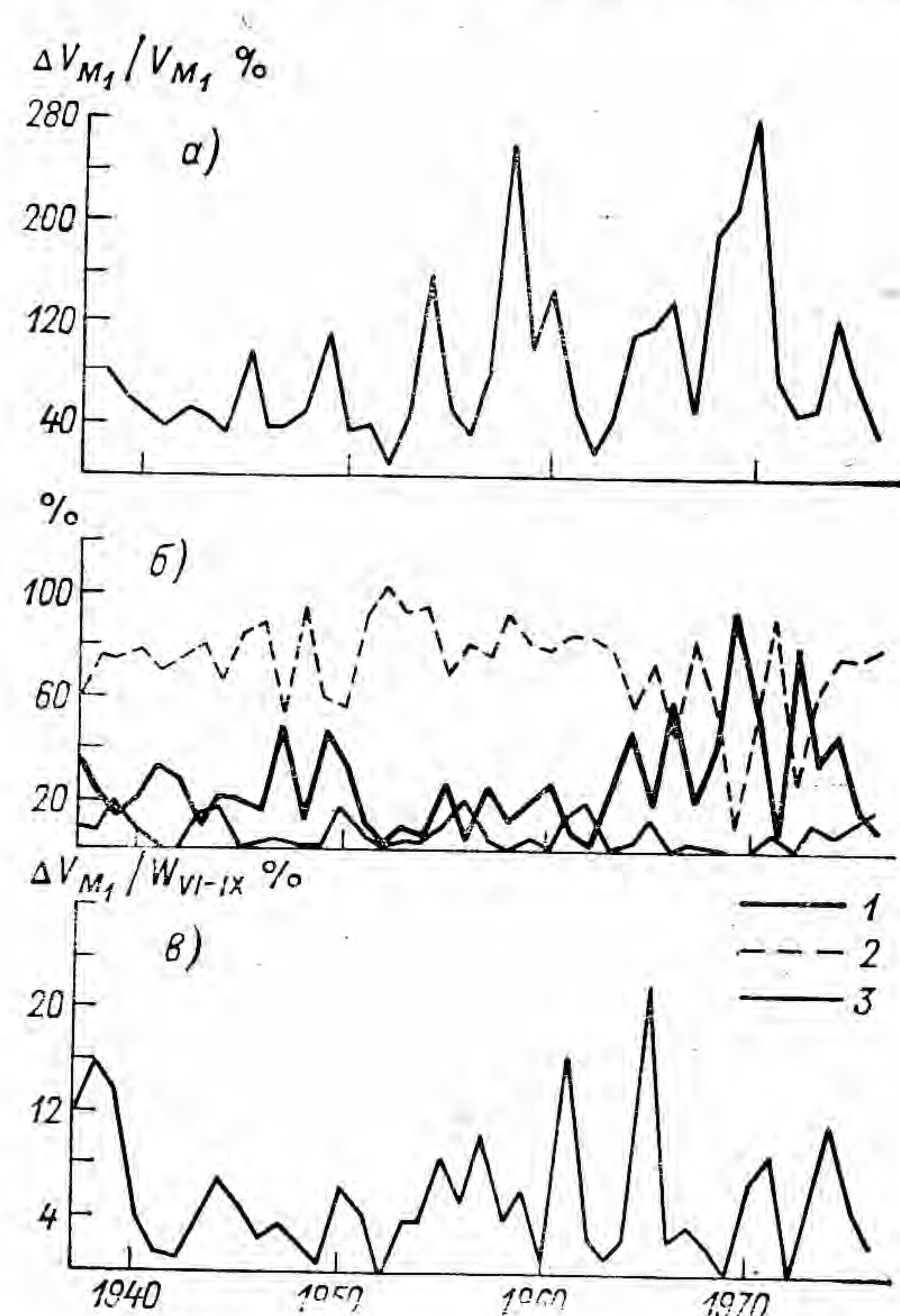


Рис. 6.7. Относительные характеристики дополнительного объема ледникового стока и его составляющих, полученные по результатам моделирования искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем.

а — увеличение водоотдачи ледников относительно естественного режима; б — вклады составляющих дополнительного объема ледникового стока; в — вклад дополнительного объема ледникового стока в общий сток бассейна р. Пскем за июнь—сентябрь.
1 — лед под мореной, 2 — лед, 3 — фирн.

близки к средним многолетним значениям; при этом суммарный сток с языков ледников в естественных условиях вместе с дополнительным после искусственного воздействия ни в одном случае не превысил максимального значения V_{M_1} за 1937—1976 гг. Таким образом, следует считать доказанной возможность получения значимого в производственном масштабе результата от искусственного воздействия на таяние ледников при условии минимума вредных последствий для их естественного режима.

5. Подавляющая часть дополнительного объема ледникового стока образуется за счет увеличения периода таяния льда под мореной и открытого льда. Прирост объемов таяния старого фирна, как видно на рис. 6.7, весьма невелик или равен нулю. Эта особенность метода и численной модели искусственного воздействия на таяние также является фактором, способствующим минимизации вредных последствий для естественного режима ледников.

6.4. Прогноз дополнительного объема ледникового стока и предварительная оценка экономической эффективности искусственного воздействия

Относительные оценки результатов усиления таяния ледников в бассейне р. Пскем в группах лет, когда объемы V_{M_1} при отсутствии воздействия были близки к средним многолетним или экстремальным значениям, оказались довольно изменчивыми (см. табл. 6.4).

Для выяснения причин этих различий рассмотрим представленные в табл. 6.5 некоторые показатели метеорологических условий периода таяния и другие сведения в характерные по значениям V_{M_1} годы.

Как видно из табл. 6.5, при отсутствии воздействия различия между группами лет по объемам ледникового стока, как правило, обусловлены неодинаковыми показателями метеорологических условий. Так, в годы, многоводные в целом для бассейна р. Пскем (1949, 1952, 1958, 1960, 1969), средняя за июль—сентябрь температура воздуха ($\bar{\theta}_{VI-IX}$), суммы за июль—сентябрь баллов общей облачности ($\sum C_{VII-IX}$), данные по относительной ($\sum h_{VII-IX}$) и абсолютной влажности воздуха ($\sum e_{VII-IX}$), суммарному за октябрь—июнь накоплению осадков ($\sum q_{X-VI}$) в большинстве случаев ниже нормы, в маловодные годы (1939, 1944, 1950, 1961) — выше нормы, а в средние по значениям V_{M_1} годы — близки к норме.

Если же проанализировать изменчивость $\bar{\theta}_{VI-IX}$, $\sum C_{VII-IX}$, $\sum h_{VII-IX}$, $\sum e_{VII-IX}$, $\sum q_{X-VI}$ внутри каждой группы, то оказывается, что заметнее всего колеблются суммы баллов общей облачности за июль—сентябрь и значения осадков за октябрь—июнь.

Последнее обстоятельство наиболее существенно, так как позволяет предполагать наличие зависимости между возможным относительным приростом стока в бассейне за счет искусственного воздействия на таяние ледников и суммами осадков за октябрь—апрель, октябрь—май, октябрь—июнь. Естественно, в других бассейнах период суммирования осадков может быть иной.

Эта практически важная зависимость действительно имеет место и, как показано на рис. 6.8, теснота ее вполне достаточна, чтобы уже в начале мая, располагая данными об осадках на метеостанции Пскем, предсказать возможный дополнительный прирост стока ΔW в бассейне после заплытия весной при норме 50 г/м² зимнего снега на площади языков ледников.

Показатели метеорологических условий (по данным метеостанции Пскем), результат и оценка искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем

Год	$\bar{\theta}_{VI-IX}$	ΣC_{VII-IX} , баллы	Σh_{VII-IX} , %	Σe_{VII-IX} , 10^2 Па	$\Sigma q_X - VI$, мм	$\Sigma q_X - VI$, мм	$V M_1 (0)$, млн. т	$\Delta d_{пл}$ по районам гляциальной области (в днях) при норме заплынения 50 г/м ²							$\frac{\Delta V M_1}{V M_1 (0)}$ %	$\frac{\Delta V M_1}{W_{VI-IX}}$ %
								район								
								1	2	3	4	5				
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
1957	18,0	254	119	23,8	546	388	89,6	15/1	15	16	20	14	85,3	10,7		
1959	18,9	218	123	27,7	864	808	84,5	11/1	11	12	18	24	97,5	6,8		
1965	19,0	275	122	25,9	465	394	128,0	15/1	15	15	8	15	117,6	22,6		
1971	19,2	263	113	25,5	679	642	123,3	8/1	8	9	8	14	77,1	9,3		
1939	19,6	187	103	23,4	629	563	176,3	9/1	9	10	10	12	58,1	14,2		
1944	20,1	122	87	20,2	650	626	196,3	15/1	15	13	18	11	33,0	7,1		
1950	19,1	174	103	22,2	549	473	178,2	21/1	21	18	15	21	32,8	6,6		
1961	19,9	179	105	23,8	421	378	210,1	14/1	14	13	10	21	55,6	17,2		
1949	17,4	222	123	24,8	935	739	6,6	11/1	11	10	11	11	110,5	0,7		
1952	18,7	248	122	27,1	1080	960	13,3	15/1	15	15	20	17	8,8	0,1		
1958	17,7	268	129	26,9	1137	982	20,4	17/2	17	18	20	27	258,9	3,9		
1960	17,7	204	124	25,2	986	836	7,3	13/1	13	13	19	17	142,8	0,9		
1969	17,5	372	154	30,5	1562	1373	0,2	23/3	23	26	21	65	0,4	0,02		

Примечания: 1. $\bar{\theta}_{VI-IX}$ — средняя температура воздуха за VI—IX; ΣC_{VII-IX} — сумма баллов общей облачности за VII—IX; Σh_{VII-IX} — сумма относительной влажности (%) за VII—IX; Σe_{VII-IX} — сумма значений упругости водяного пара (10^2 Па) за VII—IX; Σq — сумма осадков; $V_{M_1(0)}$ — суммарное таяние льда под мореной, открытого льда и фирна при отсутствии воздействия; W_{VI-IX} — объем стока р. Пскем (г/п Карангитугай) за VI—IX; ΔV_{M_1} — дополнительный объем ледникового стока после проведения воздействия.

2. Средние многолетние значения метеорологических характеристик за 1937—1976 гг. составляют: $\bar{\theta} = 18,6^\circ\text{C}$, $\Sigma C_{VII-IX} = 236$ баллов, $\Sigma h_{VII-IX} = 121\%$, $\Sigma e_{VII-IX} = 25,4$ мб, $\Sigma q_{X-VI} = 792$ мм, $\Sigma q_{X-IV} = 691$ мм.

3. Число после дробной черты в графе 9 означает количество повторений заплытия.

Аналитическое выражение для прогноза ΔW (в %) для бассейна р. Пскем имеет следующий вид:

$$\Delta W = 127,3e^{-0,0053q_{X-IV}}, \quad (6.20)$$

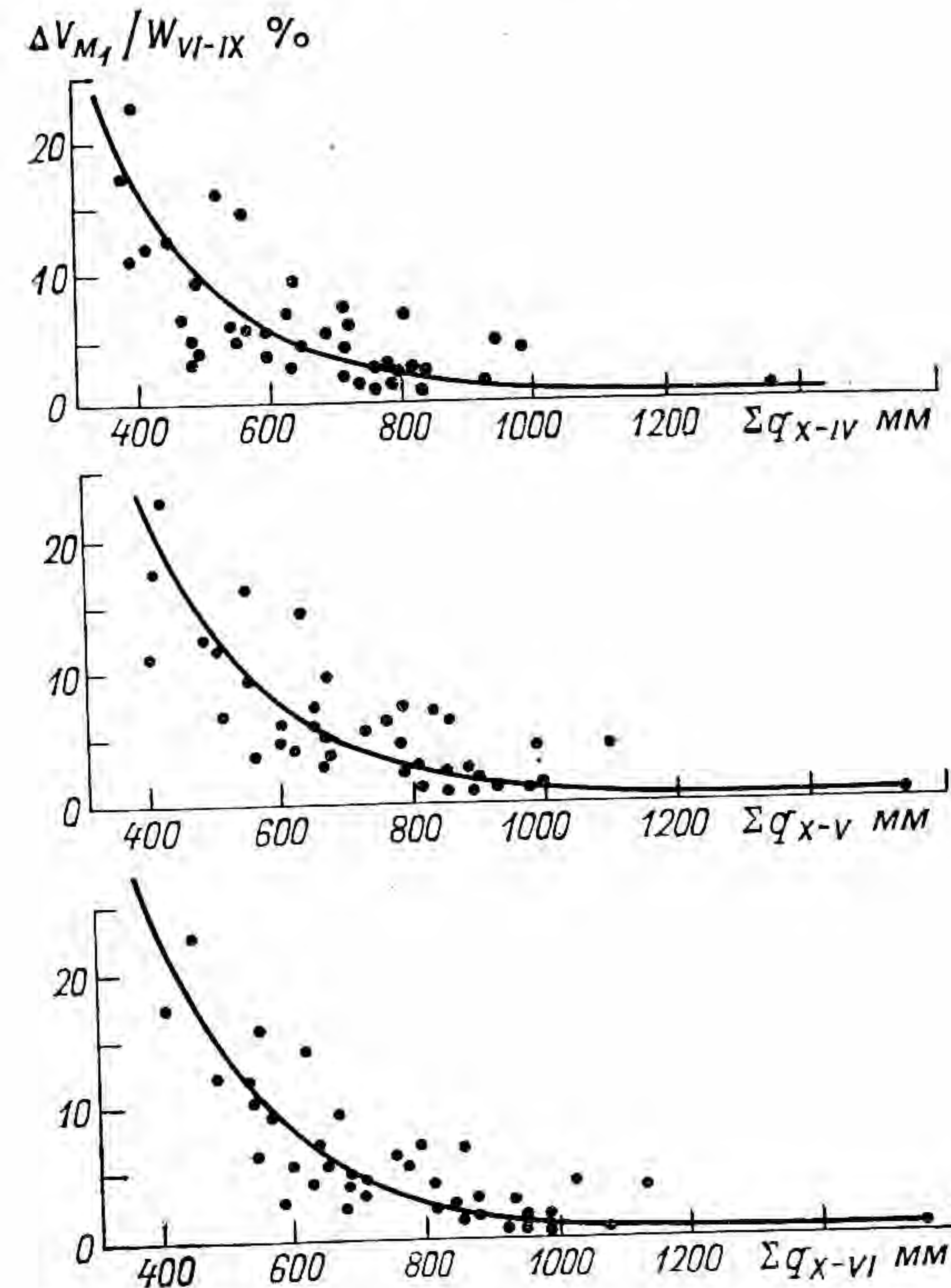


Рис. 6.8. Зависимость дополнительного объема ледникового стока (в % к стоку р. Пскем за июнь—сентябрь) от сумм осадков на метеорологической станции Пскем. Теснота связи возрастает по мере увеличения периода суммирования.

где q_{X-IV} — сумма осадков на метеорологической станции Пскем за период октябрь—апрель. Коэффициент корреляции для уравнения (6.20) равен 0,78.

По мере увеличения периода суммирования осадков теснота зависимости $\Delta W = f(\Sigma q)$ возрастает, что позволяет по формуле

$$\Delta W = 199,4e^{-0,0053q_{X-VI}} \quad (6.21)$$

получить более точную оценку ΔW для бассейна р. Пскем по данным об осадках на метеостанции Пскем за октябрь—июнь. Коэффициент корреляции для уравнения (6.21) равен 0,84.

В качестве примера предварительного расчета экономической эффективности искусственного воздействия на таяние ледников в бассейне р. Пскем возьмем данные для 1957, 1965 и 1974 гг. По условиям водообеспеченности за июнь—сентябрь 1965 г. является экстремально маловодным (объем стока за июнь—сентябрь на г/п Карангитугай составил 667,6 млн. м³). Достаточно близки к стоку 1965 г. объемы стока за июнь—сентябрь 1957 и 1974 гг. (соответственно 712,4 и 795,0 млн. м³).

Суммарные объемы ледникового стока $V_{\text{л}}$ в естественных условиях, включающие объемы таяния льда под мореной, открытого льда и старого фирна, в 1957 г. оказались близкими к среднему многолетнему значению, а в 1965 г. несколько выше.

Площадь областей абляции ледников в бассейне р. Пскем составляет 60,5 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 нанесения этого количества пыли на поверхность ледников потребуется 336 вертолето-дней по 7 ч каждый и всего 2350 ч. Таким образом, необходимо не менее 34 вертолетов в течение 10 дней работы. Количество вертолетов можно сократить, если увеличить допустимую санитарную норму налета часов.

Общая стоимость авиаработ на вертолете МИ-8 при загрузке 1,5 т на 1-часовой полет по маршруту г. Чарвак — бассейн р. Пскем составит 1,090 млн. руб.

Стоимость угольной пыли, включая расходы на уголь, перемотку, погрузку, транспортировку, тару равна 0,110 млн. руб. За счет непредвиденных расходов округлим сумму затрат до 1,5 млн. руб. Вероятно, эта сумма является нижним пределом возможных затрат, если учесть отсутствие методики и опыта проведения запыления ледников в производственном масштабе.

Численное моделирование искусственного воздействия при норме 50 г/м² на таяние ледников в 1957, 1964, 1974 гг. показало, что возможный дополнительный объем ледникового стока в эти годы составил бы соответственно 76,44; 150,63 и 96,42 млн. м³.

При условии использования всей дополнительной воды для выращивания хлопчатника, оросительной норме 10 000 м³/га за вегетационный период, средней урожайности хлопка 30 ц/га на площадях 7640, 15060 и 9640 га, орошенных за счет искусственного воздействия, в 1957, 1965, 1974 гг. мог быть получен урожай 22 700, 45 000 и 28 900 т. При средней стоимости 400 руб. за 1 т хлопка [229] общая стоимость урожая на указанных площадях составит по годам 9,150; 18,0 и 11,55 млн. руб.

Таким образом, при благоприятных условиях проведения искусственного воздействия коэффициент экономической эффективности в 1957, 1965 и 1974 гг. оказался бы равным 6,1; 12 и 7,7 млн. руб., а общие суммы доходов соответственно 7,65; 16,5 и 10,05 млн. руб.

Выполненные здесь предварительные расчеты на примере бассейна р. Пскем показывают, что искусственное воздействие на таяние ледников, проведенное при условии минимизации отрица-

тельных последствий для естественного режима ледников, оказывается экономически вполне рентабельным.

Выводы

1. Численная модель искусственного воздействия на таяние ледников в условиях Средней Азии разработана с учетом требования о минимизации возможных отрицательных последствий для естественного гидрологического режима гляциальных областей. В модели дополнительная водоотдача ледников обеспечивается путем зачернения в апреле—мае зимнего снега на языках ледников и ускорения его схода, удлинения периода таяния льда, имеющего низкое естественное альbedo и вследствие этого увеличения объема $W_{\text{гл}}$. Основой для создания модели искусственного воздействия на таяние послужила рассмотренная в главах 1—4 работы физико-статистическая региональная модель процесса суммарного таяния ледников.

Модель искусственного увеличения водоотдачи ледников включает решения следующих вопросов:

а) определение оптимальной технологии воздействия (место и время, норма угольной пыли, критерий допустимости и целесообразности мероприятия);

б) определение функции, описывающей интенсивность таяния при различных нормах запыления поверхности ледников;

в) расчет изменения во времени эффекта воздействия для различных норм и фракционного состава угольной пыли;

г) учет влияния летних снегопадов на эффективность искусственного воздействия;

д) расчет движения сезонной снеговой границы на ледниках после запыления снега в областях абляции.

2. Численные эксперименты по модели искусственного воздействия на таяние при различных нормах запыления были проведены для обледенения в бассейне р. Пскем за 1937—1976 гг. Отметим ряд методически важных результатов:

— установлено, что заметный прирост продолжительности периода таяния льда после запыления снега на ледниках наблюдается до норм запыления 40—50 г/м²;

— по мере увеличения нормы запыления становится все менее заметной разница в датах начала периода таяния льда ($\Delta d_{\text{нл}}$) при использовании угольной пыли с диаметром частиц 0,25 и 0,5—1,0 мм;

— закономерности изменения $\Delta d_{\text{нл}}$ с высотой нарушаются из-за различий в интенсивности выпадения и стаивания летнего снега;

— в годы, когда суммы зимне-весенних осадков, летних температур воздуха и баллов общей облачности близки к средним многолетним значениям, для осуществления эффективного искусственного воздействия на таяние достаточно однократного запыления снега на ледниках.

3. Искусственное увеличение водоотдачи ледников в бассейне р. Пскем при условии минимума вредных последствий позволяет увеличить объем ледникового стока на 80—130 %. При этом суммарный сток р. Пскем (г/п Карангитугай) возрастает на 7—23 %. Подавляющая часть дополнительного объема $W_{г\text{л}}$ образуется за счет увеличения продолжительности периода таяния льда под мореной и открытого льда. Приrost объемов таяния старого фирна весьма невелик или равен нулю. Ориентировочная оценка экономического эффекта от искусственного воздействия на таяние показала, что при условии использования всей дополнительной воды для орошения хлопчатника возможно получение прибыли от 6 до 12 руб на 1 руб расходов.

4. Несомненное прикладное значение имеет разработанная автором методика прогноза возможного дополнительного объема ледникового стока, образующегося от искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. Предиктором в данном случае, как и для прогноза $W_{г\text{л}}$ в естественных условиях может быть только сумма зимне-весенних осадков. Следовательно, для получения соответствующих расчетных формул необходимо, чтобы ведущая роль в описании многолетней изменчивости $W_{г\text{л}}$, $Z_{\text{макс}}$, $I_{\text{в}}$ в конкретном бассейне принадлежала индексу аккумуляции. Кроме того, с помощью численной модели искусственного воздействия в этом же бассейне следует рассчитать многолетний ряд дополнительных объемов $W_{г\text{л}}$, который затем используется для определения параметров прогностического уравнения.

Заключение

1. Преобладающая часть современных проблем и задач, решаемых гляциологами многих стран, непосредственно связана с изучением и описанием режима ледников, который в зависимости от цели и уровня обобщения исходной информации рассматривается во внутрисуточном, внутригодовом, многолетнем и палеогляциологическом временных аспектах. При этом объектами исследования являются составляющие режима в отдельном пункте на леднике, на всей площади отдельного ледника, в множестве ледников с различной иерархией. В число объектов ледниковой гидрологии вполне обоснованно включают также бассейн ледника [40, 106, 184].

По достаточно очевидным причинам основная масса непосредственных гляциогидрометеорологических измерений описывает внутригодовой ход элементов режима в отдельных пунктах на ледниках и значительно меньшая ее часть характеризует многолетний режим ледников в целом и ледниковых бассейнов.

Как правило, измеренные значения элементов режима оледенения получены на весьма ограниченном количестве отдельных ледников и нередко несопоставимы во времени и по составу показателей. Все это весьма усложняет использование результатов измерений для оценок режима оледенения в целом для хребтов или речных

бассейнов. Попытки замены оценок режима для всей совокупности ледников, образующих иерархический комплекс, наблюдениями на единичных «репрезентативных объектах» оказались бесплодными, как справедливо отмечается в [95], прежде всего из-за отсутствия однозначного определения репрезентативности.

2. Сводные данные о режиме ледниковых комплексов прежде всего необходимы в гидрологии, поскольку для прогнозов стока и оценок водных ресурсов в бассейнах с ледниково-снеговым питанием рек необходимо учитывать суммарное таяние снега и льда в гляциальных областях. Приведем некоторые примеры.

Анализ многолетнего ряда стока р. Роны за вегетационный период, выполненный П. Кассером [247], показал, что сокращение относительной площади оледенения в этом бассейне за 92 года с 17,9 до 13,6 % привело к значимому ухудшению качества расчетов стока за апрель—сентябрь.

Большое прикладное значение расчетов и прогнозов режима таяния ледников наглядно показано У. Тенгборном [196] при анализе экономической эффективности водопользования в бассейне р. Колумбия (США), где оледенение составляет всего 0,4 % общей площади. Несмотря на малое относительное значение $S_{г\text{л}}$ правильный прогноз потенциального объема таяния и ледникового стока позволяет планировать здесь получение избытка гидроэлектроэнергии и дополнительную прибыль в 9 млн. долларов.

Пример практической разработки прогностической схемы для оптимизации работы насосной станции в бассейне, где находятся ледники, приведен в работе Г. Дайера [238]. Схема Дайера включает: расход воды, температуру воздуха, солнечную радиацию, осадки и высоту снеговой линии.

Существенную изменчивость стока с площади оледенения и зависимость его от ежегодного баланса аккумуляции и таяния на ледниках иллюстрируют результаты, полученные Г. Эстремом [275] для бассейна ледника Нигардсбреен ($S_{\text{бас}}=64 \text{ км}^2$, $S_{г\text{л}}=47 \text{ км}^2$). Здесь при положительном годовом балансе оледенения фактический ледниковый сток оказался на 20 % меньше, а в год с отрицательным балансом на 30 % больше, чем сток, вычисленный в предположении стационарности режима ледников.

Таким образом, необходимым и достаточным условием для получения ежегодных оценок $W_{г\text{л}}$ и данных о возможном изменении доли ледникового питания рек является систематический расчет и прогноз элементов режима гляциальных областей.

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

и абляции, установленные на отдельных ледниках. Это положение представляет собой научную основу разработанного автором метода расчета суммарного таяния ледников как одного из элементов режима гляциальных областей Средней Азии.

Региональная постановка проблемы потребовала соответствующего теоретического обоснования, уточнения и развития известных положений, разработки новых методов для описания процесса таяния на всей площади дискретного множества ледников. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния ледников и ледникового стока, разработанная автором для расчета внутригодового и многолетнего гидрологического режима оледенения Средней Азии, включает следующие основные положения:

- статистическую модель гляциальной области;
- способы расчета интенсивности таяния снега, открытого льда и льда под мореной;
- модель движения сезонной снеговой границы по леднику, отражающую внутригодовой режим аккумуляции абляции в гляциальных областях;
- определение продолжительности периода таяния льда и формирования стока на ледниках;
- методы описания и расчета пространственно-временной изменчивости метеорологических характеристик (солнечная радиация, температура воздуха, облачность, осадки), определяющих интенсивность таяния снега и льда;
- методы определения ледникового стока и ледникового питания рек Средней Азии.

Исходной информацией для расчета суммарного таяния ледников и ледникового стока в конкретном бассейне являются стандартные измерения температуры воздуха, осадков и общей облачности на метеорологических станциях и данные по морфометрии ледников из Каталога ледников СССР.

В постановке проблемы и ее решении не предусмотрен расчет испарения с поверхности ледников в течение периода абляции. Хотя несложные для реализации методы оценки интенсивности и суммарного испарения имеются [101, 152, 258], связано это с недостатком непосредственных измерений для определения параметров региональных эмпирических формул.

Особенность рассматриваемой в работе проблемы состоит в том, что сведения о режиме таяния и стока в гляциальных областях можно получить только расчетным путем. Это предъявляет высокие требования к обоснованности всех этапов расчета и позволяет считать разработку методов расчета и прогноза внутригодового и многолетнего режима элементов водно-ледового баланса в гляциальных областях крупной научно-прикладной проблемой гляциогидрологии, имеющей ряд существенных отличий от аналогичных задач для внеледниковых частей бассейнов. В качестве примера назовем дискретность оледенения, значительную вариацию по высоте языков и фирновых областей, асинхронность гидрологического режима ледников, различные обратные связи между оледе-

нением и окружающей средой, специфику процессов аккумуляции и таяния на ледниках.

4. На основе анализа и обобщения результатов расчета внутригодового хода и многолетнего режима составляющих V_M и $W_{гл}$ в гляциальных областях Средней Азии автором получены новые выводы, разработаны методы расчета и прогноза характеристик режима суммарного таяния ледников и ледникового стока. Отметим наиболее важные.

а. В бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи определена значимость индексов аккумуляции и абляции для описания многолетней изменчивости $Z_{макс}$ и ледникового стока.

б. Получены региональные зависимости и формулы для определения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек Средней Азии и Кавказа. В бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи определена доля ледникового питания, построены карты распределения вклада ледникового питания в годовой и сезонный сток рек.

в. Определены статистические параметры (среднее, коэффициент вариации, отношение C_s/C_v), авто- и кросскорреляционные функции многолетних рядов суммарного таяния ледников и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии. Установлено, что пространственная изменчивость коэффициентов вариаций $W_{гл}$ и $T_{л}$ хорошо описывается возрастающими экспоненциальными функциями средней взвешенной высоты концов ледников. Построена карта распределения коэффициентов вариации ледникового стока в бассейнах рек Памиро-Алая.

Результаты, перечисленные в пп. б и в, позволяют в любом водосборе упрощенным методом восстановить кривые распределения объемов ледникового стока и его вклада в питание реки.

г. Изложено общее решение задачи о долгосрочном прогнозе водоносности вегетационного периода на реках со снегово-ледниковым и ледниково-снеговым питанием. Получены зависимости и формулы для отдельного прогноза снеговой и ледниковой составляющих стока в бассейне.

д. На основе региональной физико-статистической модели суммарного таяния ледников и ледникового стока разработана численная модель оптимального искусственного воздействия на таяние всего множества ледников в бассейне. В модели искусственного воздействия минимизированы возможные отрицательные последствия для гидрологического режима оледенения и затраты на увеличение водоотдачи ледников. Разработан также метод прогноза дополнительного объема ледникового стока получаемого при воздействии на таяние ледников.

5. Исследование возможностей применения метода расчета суммарного таяния по всей территории оледенения Средней Азии показало приемлемость его для современных условий режима в большинстве гляциальных областей.

Недостатки метода и погрешности расчета связаны в основном с ограниченностью знаний и информации о гидрометеорологических процессах в высокогорных зонах и на ледниках. Здесь следует

назвать: ограниченность размерности (высота, время) решения задачи, невозможность хорошего обоснования и детализации способов пространственно-временной экстраполяции и интерполяции осадков, температуры воздуха и облачности в горах. Есть основания полагать, что определенная часть погрешностей, возникающих вследствие использования приближенных решений, компенсируется при суммировании результатов расчета таяния за месячные интервалы времени.

По мнению автора, дальнейшее совершенствование методики определения режима гляциальных областей может быть достигнуто при включении в расчетную схему ряда оперативных исходных данных, получаемых с помощью спутников. Назовем здесь сведения о движении сезонной снеговой границы, оценки альbedo поверхности снега и льда, уточненные данные о распространении морены на ледниках и об изменении количества и площади ледников.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Морфометрические характеристики оледенения, вклад I_{Ab} и доли ледникового питания в годовом стоке рек Средней Азии

Река—гидроствор	$S_{бас}$ км ²	$S_{гл}$ км ²	$Z_{ср. взв}$ км	$\frac{S_{гл}}{S_{бас}}$ %	Вклад I_{Ab} %	$\frac{\bar{W}_{гл}}{\bar{W}_{бас}}$ %
-----------------	------------------------------	-----------------------------	---------------------	----------------------------	---------------------	--

Бассейны рек Талас, Чу, Сарыджас и оз. Иссык-Куль

1. Асса	2720	44,0	2,410	1,6	<10	≤13
Куркуреу — с. Чонкурбан	454	39,4	2,870	8,7	44	27
Карабура — ущ. Коксай	797	25,2	2,570	3,2	<10	≤13
Урмарал — с. Октябрьское	1120	35,8	2,670	3,2	<10	≤13
Талас — с. Караой	2450	30,0	2,680	1,2	<10	≤13
Талас — с. Гродеково	9200	120,7	2,200	1,3	<10	≤13
Чонкаинды — Чонкаинды	167	16,7	3,040	10,0	52	30
Карабалты — с. Сосновка	577	20,0	2,910	3,5	<10	≤13
Аксу — с. Чонарык	426	35,3	3,060	8,3	42	26
Сукулук — с. Белогорка	353	57,6	3,110	16,3	72	41
Джаламыш — клз Чапаева	153	12,1	2,650	7,9	40	25
Аламедин — устье р. Чонкурчак	317	74,2	3,260	23,4	82	50
Иссыката — с. Юрьевка	546	71,8	3,030	13,2	65	36
Кегаты — лесной кордон	256	19,9	2,900	7,8	36	24
Шамси — лесной кордон	457	31,0	2,940	6,8	20	18
Чу — Кочкорка	5370	213,0	2,840	4,0	<10	≤13
Каракуджур — с. Сарыбулак	1240	27,3	3,190	2,2	<10	≤13
Джуанарык — Кумбель	2240	30,0	3,100	1,3	<10	≤13
Чонкемин — устье	1890	111,6	3,010	5,9	15	16
Кичикемин — свх Ильича	215	152,3	2,680	70,8	98	75
Чу — Бурулдайский мост	9370	948,1	2,820	10,1	52	30
Актерек — МТС	596	25,2	2,610	4,2	<10	≤13
Аксай — с. Коксай	346	46,1	3,170	13,3	65	36
Тон — с. Турасу	244	34,9	3,350	14,3	68	38
Тоссор — устье р. Кодол	295	20,1	3,200	6,8	20	18
Барскаун — устье р. Сасык	346	36,1	3,480	10,4	55	32
Чонджаргылчак — лесозавод	128	13,1	3,520	10,2	53	31
Кичиджаргылчак — К.-Джар-гылчак	107	8,6	3,190	8,0	40	25
Актерек — с. Актерек	43	6,7	3,650	15,6	71	40
Джууку — устье р. Джуукучак	516	49,2	3,290	9,5	50	29
Чонкызылсу — лесной кордон	302	44,3	3,220	14,7	68	38
Джетыгогуз — лесозавод	330	34,5	3,130	10,4	55	32
Каракол — устье р. Кашкасу	325	59,5	3,520	18,3	75	43
Аксу — устье	216	70,3	3,470	32,5	89	59
Тургень — лесозавод	330	34,4	3,410	10,4	55	32
Джыргалан — с. Михайловка	2060	109,7	2,840	5,3	10	15
Чонаксу — с. Григорьевка	309	65,6	3,410	21,2	79	47
Чолпоната — свх Чолпоната	111	10,3	3,300	9,3	49	29
Чонкойсу — с. Курское	77	6,1	3,470	7,9	40	25
Акшийрак — гп Акшийрак	2290	406,6	3,800	17,8	75	43
Куйлю — устье	817	216,6	3,850	26,5	85	54
Сарыджас — ниже устья	2800	584,8	3,640	20,9	79	47
р. Куйлю						
Иныльчек — устье	1750	946,1	4,380	54,1	96	70

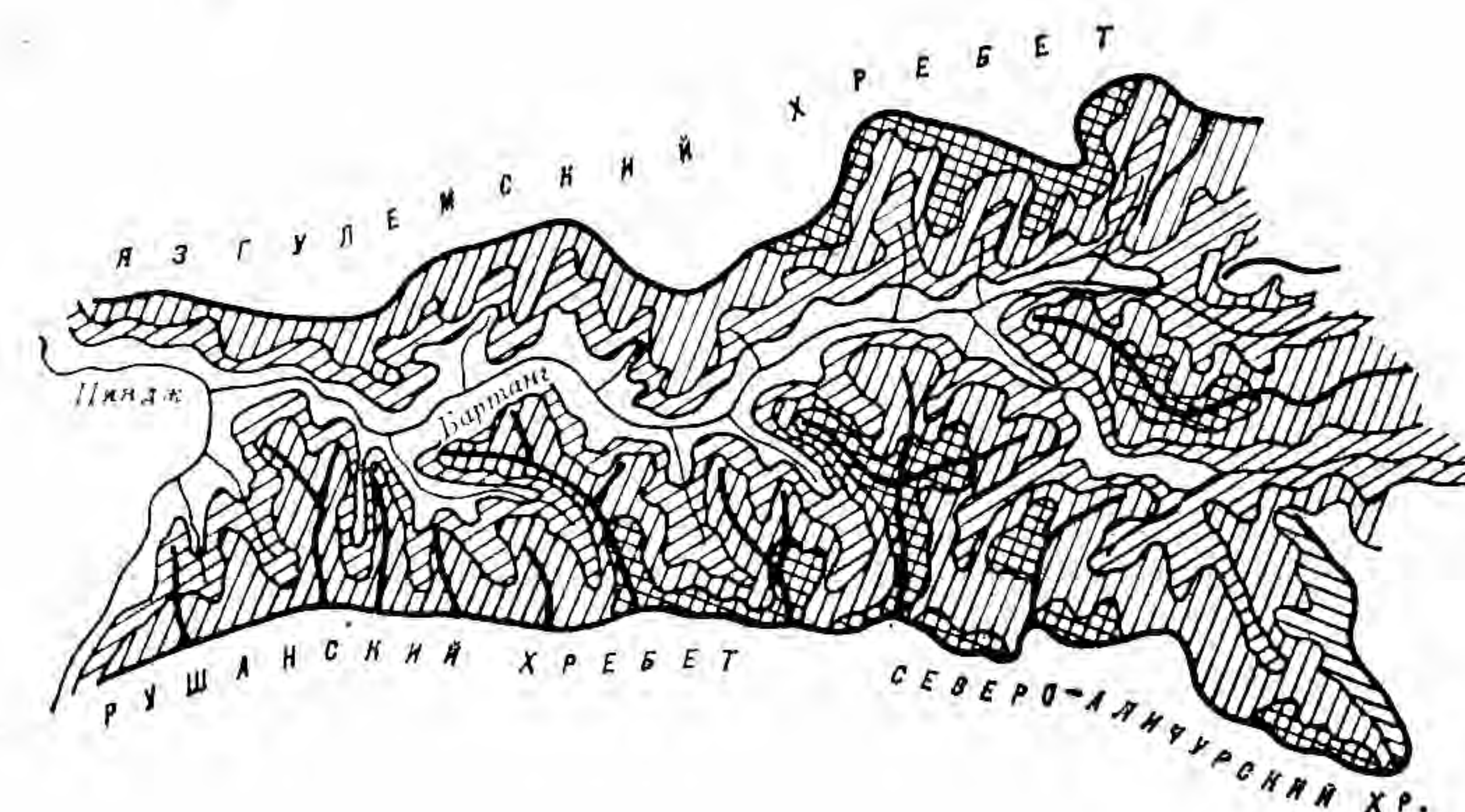
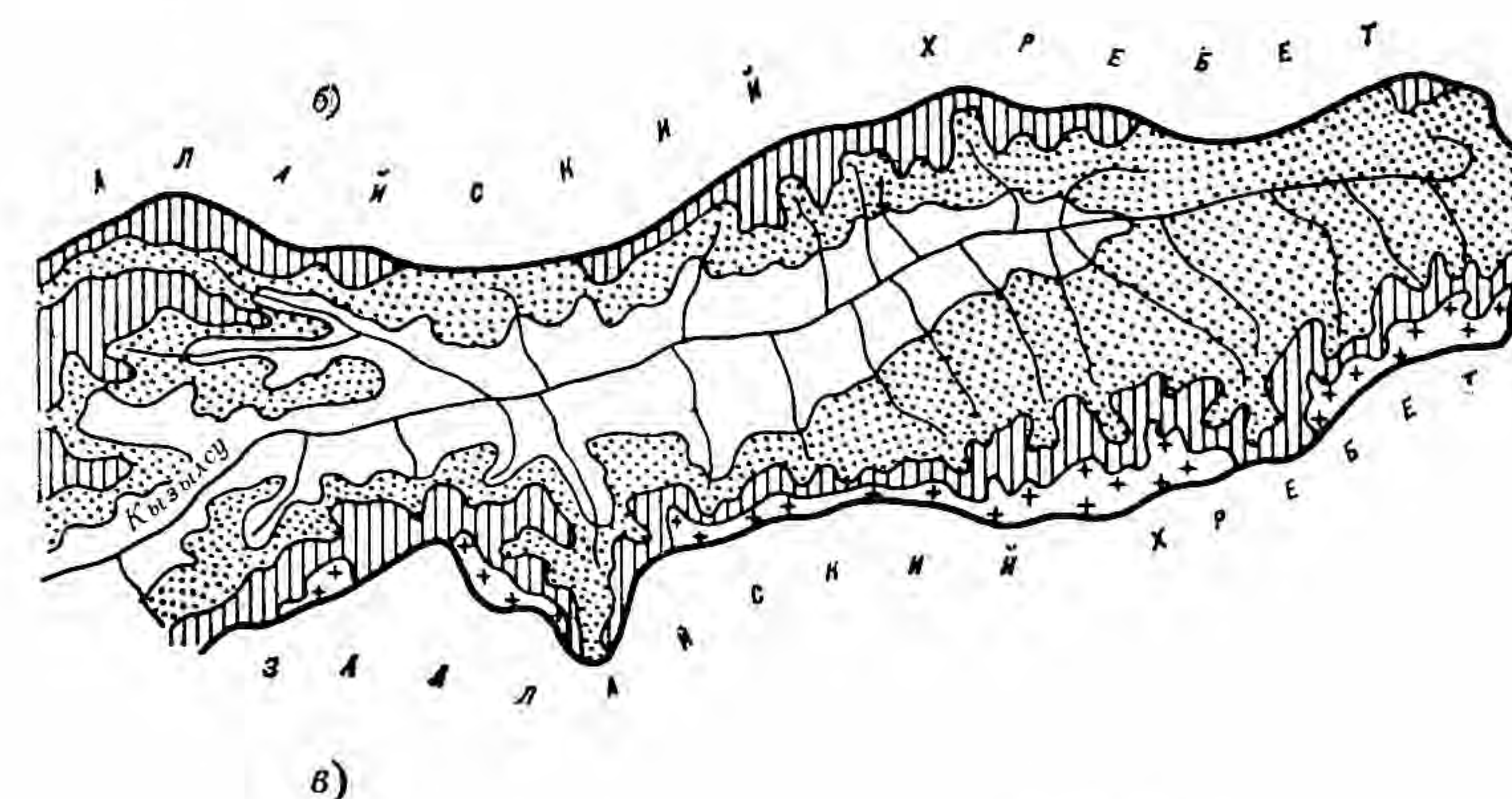
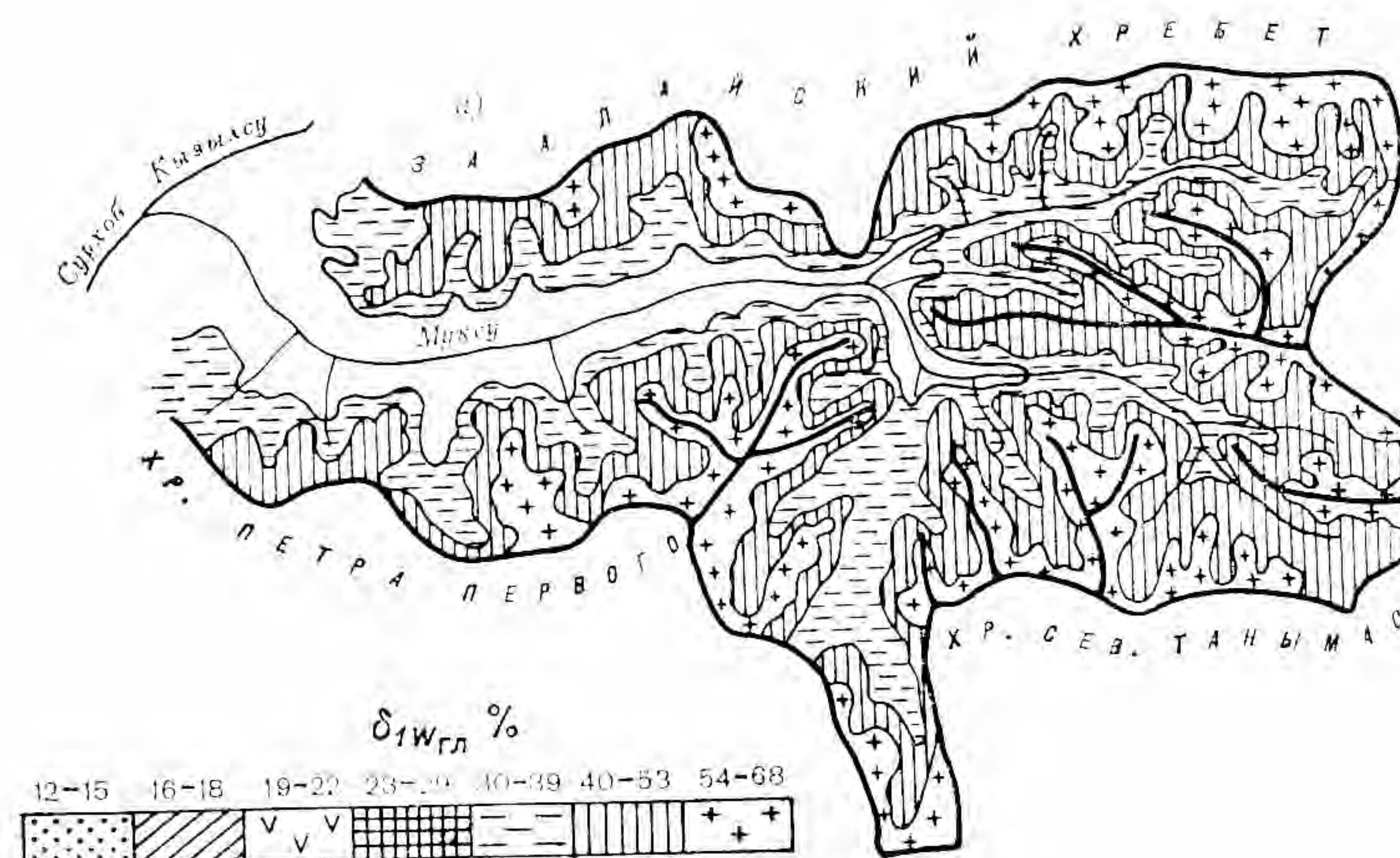
Бассейн р. Сырдарыя

1. Пскем — устье	2830	127,8	2,690	4,5	<10	≤13
Чаткал — устье р. Терс	4290	49,1	2,780	1,1	<10	≤13
Чаткал — с. Чарвак	7110	51,2	2,610	0,7	<10	≤13
Каракол зап. — устье	1180	60,7	3,170	5,1	10	15

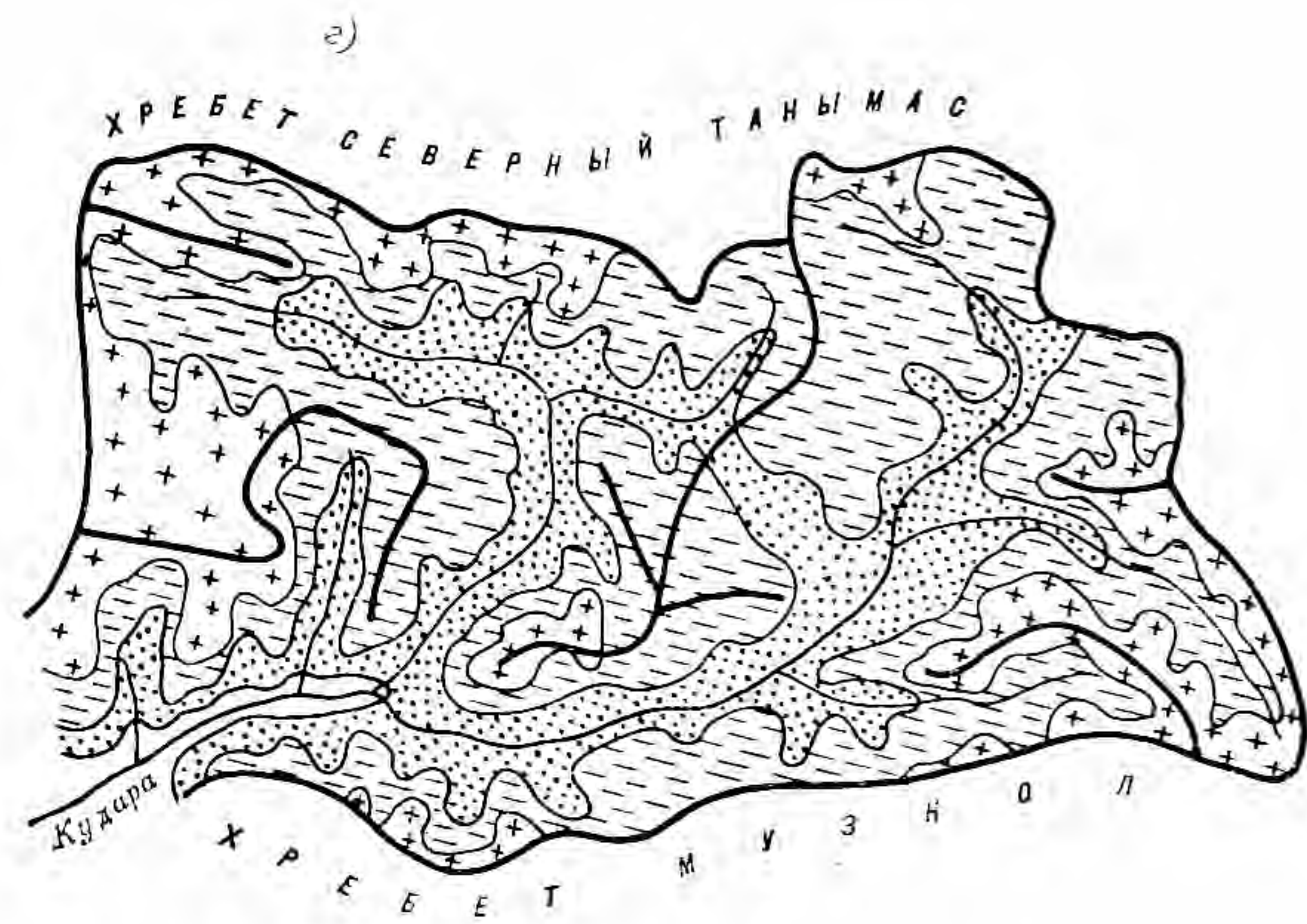
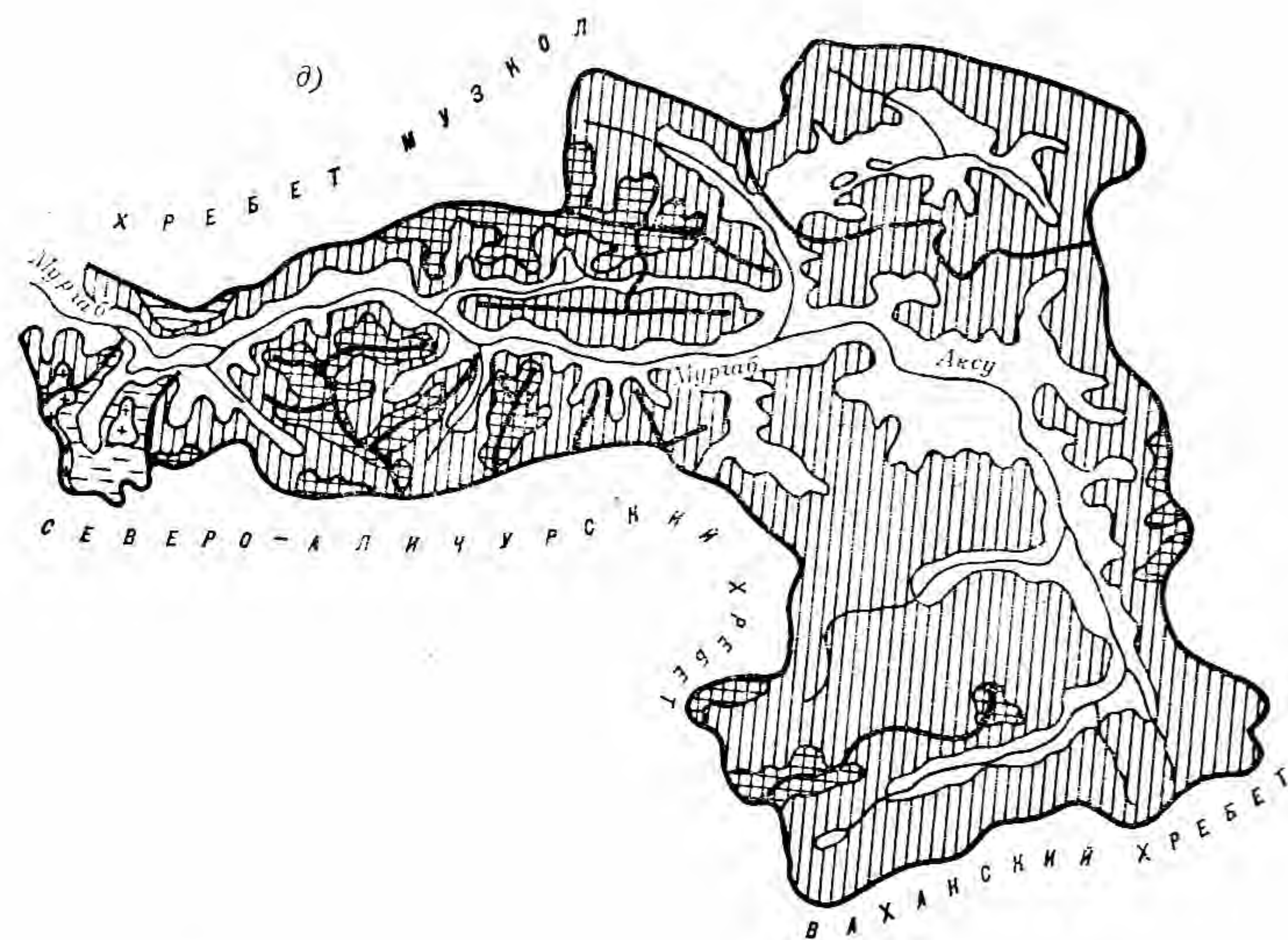
Река—гидроствор	$S_{\text{бас}}$ км ²	$S_{\text{гл}}$ км ²	$Z_{\text{ср. взв}}$ км	$\frac{S_{\text{гл}}}{S_{\text{бас}}}$ %	Вклад I_{Ab} %	$\frac{\bar{W}_{\text{гл}}}{\bar{W}_{\text{бас}}}$ %
Кекемерен — выше устья	2 410	30,2	2,930	1,3	<10	≤13
р. Каракол						
Кекемерен — к. Арал	5 290	94,0	2,920	1,8	<10	≤13
Чичкан — 5,5 км выше устья	903	10,7	2,890	1,2	<10	≤13
р. Б. Чичкан						
Узунахмат — устье р. Устасай	1 790	15,3	2,360	0,9	<10	≤13
Онарча — выше устья р. Оттук	837	10,6	3,230	1,3	<10	≤13
М. Нарын — устье	3 870	344,7	3,500	8,9	45	27
Алабуга — к. Қоштобе	3 710	119,3	3,710	3,2	<10	≤13
Нарын — г. Нарын	10 500	1245,9	3,570	11,9	61	34
Куршаб — с. Гульча	2 010	15,8	3,010	0,8	<10	≤13
Тар — к. Чалма	3 840	63,0	2,810	1,6	<10	≤13
Каракульджа — к. Акташ	907	23,5	3,250	2,6	<10	≤13
Исфайрам — с. Учкоргон	2 220	102,2	3,240	4,6	<10	≤13
Киргизата — к. Киргизата	298	31,4	3,240	10,5	55	32
Акбура — к. Папан	2 260	113,9	3,130	5,0	10	15
Аксу — ущ. Дазгон	712	23,3	2,800	3,3	<10	≤13
Ходжабакирган — к. Андархан	1 740	51,9	2,300	3,0	<10	≤13
Исфара — Тангиворух	1 560	129,7	3,170	8,3	40	25
Сох — к. Сарыканда	2 480	253,4	3,480	10,2	52	30
Шахимардан — к. Паульган	1 300	47,7	2,620	3,7	<10	≤13
Арысь — клз Юсансай	4 080	35,8	1,050	0,9	<10	≤13

Бассейн р. Амударьи

Муксу — Давсеар	6 550	2120,0	4,540	31,5	88	58
Обимазар — Сангвор	1 030	171,5	3,910	16,6	73	42
Обихингоу — Сангвор	1 880	433,4	3,990	23,0	82	50
Обихингоу — Тавильдара	5 390	712,0	3,590	13,2	65	36
Язгулем — Мотравн	1 940	301,9	3,920	15,6	75	43
Ванч — Ванч	1 920	352,0	3,780	18,3	76	44
Кудара — устье	4 500	622,0	4,480	13,8	66	37
Бартанг — к. Тохтамыш	3 090	73,9	4,490	2,4	<10	≤13
Вовзит — к. Барчадив	100	15,5	4,460	15,5	70	39
Лянгар — устье	335	52,8	4,670	15,7	71	40
Шахдара — Хабост	4 180	171,1	4,160	4,1	<10	≤13
Гунт — Аличур	2 800	27,3	4,410	0,9	<10	≤13
Обихумбоу — устье	709	12,3	3,260	1,7	<10	≤13
Гунт — с. Хорог	13 700	634,2	4,170	4,6	<10	≤13
Сардаймиена — к. Рамит	1 190	32,4	2,880	2,7	<10	≤13
Варзоб — Гушары	716	36,1	3,050	5,0	10	15
Зидды — Зидды	181	10,7	3,130	5,9	11	16
Сиам — Сиам	176	12,3	3,300	7,0	23	19
Сорво — Рамит	1 260	30,9	2,820	2,5	<10	≤13
Кафирниган — Чинар	3 040	64,4	2,640	2,1	<10	≤13
Сарбог — Сангималик	1 760	105,6	3,140	6,0	11	16
Питаукуль — к. Ярмазар	531	61,8	3,310	11,6	59	33
Кызылсу — Домбрачи	8 370	648,0	3,540	7,7	34	23
Кызылсу — с. Дарауткурбан	5 680	522,6	4,590	9,2	52	30
Алтындара — выше устья р. Тур	350	56,5	4,170	16,1	71	40
Зеравшан — к. Дехавз	780	226,6	3,820	29,0	87	56
Зеравшан — устье р. Фандарьи	4 650	479,2	3,330	10,3	56	32
Зеравшан — Дупули	10 200	655,7	3,100	6,4	20	18
Фандарья — устье	3 230	123,6	3,270	3,8	<10	≤13
Ягноб — к. Такфон	1 490	33,7	3,350	2,3	<10	≤13
Хазырмеч — с. Летовка	170	26,1	3,660	15,3	70	39
Сарытаг — устье	537	43,6	3,480	8,1	43	26
Магиан — к. Суджина	1 100	10,3	2,660	0,9	<10	≤13



Распределение по площади доли среднего многолетнего ледникового питания в годовом стоке рек Муксу (а), Кызылсу (б), Бартанг (в), Кудара (г) и Мургаб (д).



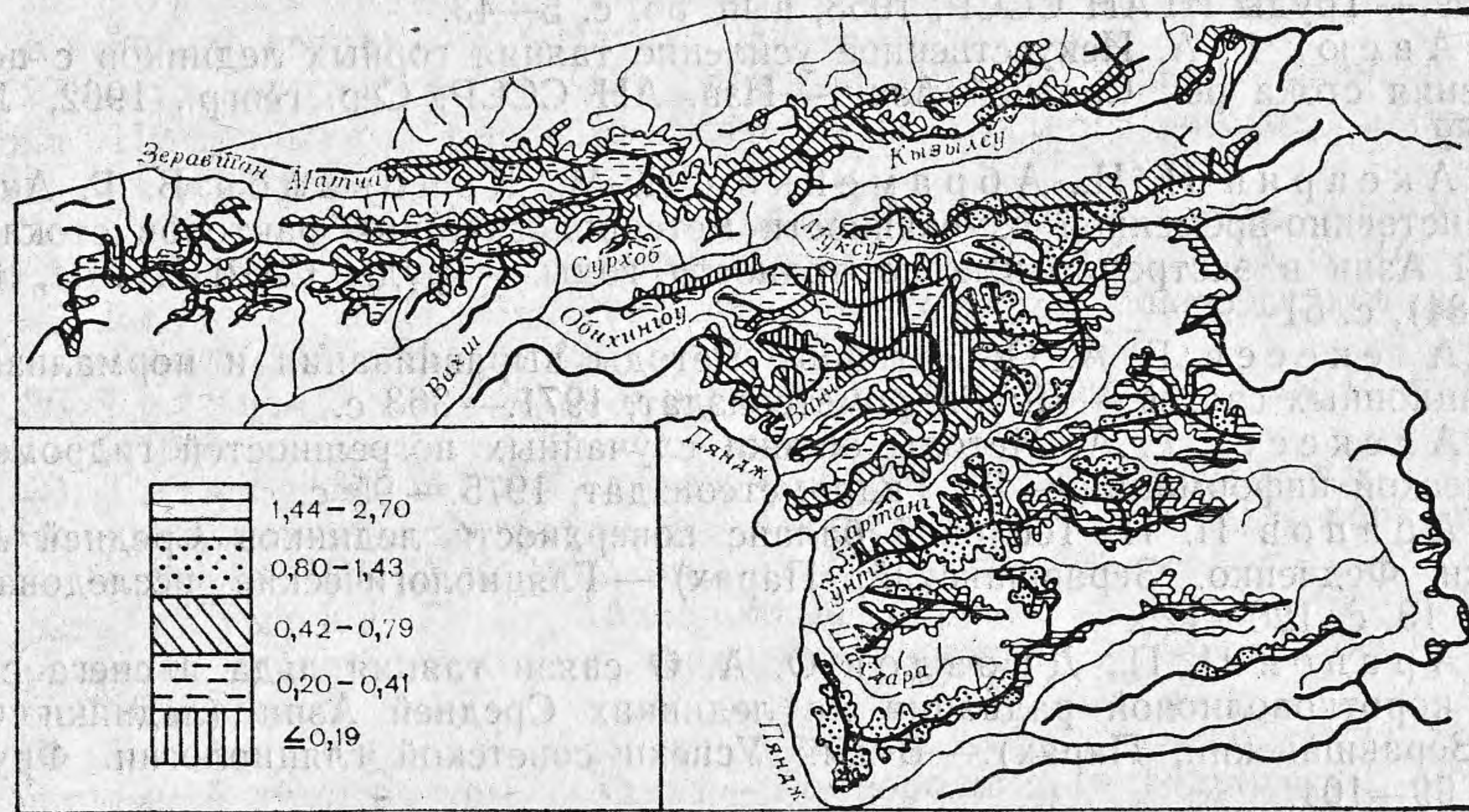
Приложение III

Ледниковый сток в бассейнах рек Малая Алмаатинка, Алаарча, Пскем, Исфара при различных значениях суммарного таяния

Бассейн	Величина	Объем таяния и стока	Годы	Компонент ледникового стока, млн. т					$\frac{W_{лф}}{W_o} \%$	$\frac{W_{д}}{W_o} \%$	$\frac{W_{п}}{W_o} \%$
				$W_{лф}$	$W_{д}$	$W_{п}$	W_o				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
р. Алмаатинка	Максимальная	V_{M_1}	1944	6,9	9,0	8,3	17,3	39,9	52,0	48,0	
	Средняя	V_M	1971	3,4	9,7	4,4	14,1	24,1	68,8	31,2	
		V_{M_1}	1955	2,8	4,4	5,0	9,4	29,8	46,8	53,2	
	Минимальная	V_M	1972	1,1	2,9	3,0	5,9	18,6	49,2	50,8	
р. Алаарча		V_{M_1}	1958	0,4	1,9	4,1	6,0	6,7	31,7	68,3	
	Максимальная	V_{M_1}	1969	44,6	67,6	24,8	92,4	48,3	73,2	26,8	
	Средняя	V_M	1970	17,8	45,5	27,4	72,9	24,4	62,4	37,6	
	Минимальная	V_{M_1}	1971	20,3	47,1	26,4	73,5	27,6	64,1	35,9	
		V_M	1972	20,3	43,0	21,3	64,3	31,6	66,9	33,1	
		V_{M_1}	1968	6,1	49,0	35,8	84,8	7,2	57,8	42,2	

Бассейн	Величина	Объем таяния и стока	Годы	Компонент ледникового стока, млн. т					$\frac{W_{лф}}{W_o} \%$	$\frac{W_d}{W_o} \%$	$\frac{W_p}{W_o} \%$
								W_o			
				$W_{лф}$	W_d	W_p					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
р. Пскем	Максимальная	V_M	1944	196,3	235,1	111,3	346,4	56,7	67,9	32,1	
	Средняя	V_{M_1}	1961	210,5	247,3	103,0	350,3	60,1	70,6	29,4	
		V_M	1952	26,4	100,7	40,1	140,8	18,8	71,5	28,5	
		V_{M_1}	1947	82,1	146,8	54,8	201,6	40,7	72,8	27,2	
	Минимальная	$V_M; V_{M_1}$	1969	0,2	15,1	0	15,1	1,3	100	0	
р. Исфара	Максимальная	V_M	1961	154,3	313,1	99,0	412,1	37,4	70,0	24,0	
	Средняя	V_{M_1}	1967	169,3	272,4	96,4	368,8	45,9	73,9	26,1	
		V_M	1968	92,6	202,0	58,6	260,6	35,5	77,5	22,5	
		V_{M_1}	1965	66,7	217,6	57,6	275,2	24,2	79,1	20,9	
	Минимальная	V_M	1969	3,1	123,5	32,4	155,9	2,0	79,2	20,8	
		V_{M_1}	1970	2,3	135,3	49,1	184,4	1,2	73,4	26,6	

Примечание. $W_{лф}$ — сток от таяния льда и фирна, W_d — сток от таяния снега и льда на языке ледника, W_p — сток от таяния на площади S_p области питания, W_o — суммарный сток от таяния в гляциальной области.



Коэффициенты вариации ледникового стока в бассейнах рек Памира-Алая.

Список литературы

1. Абальян Т. С. Некоторые вопросы расчета гидрографа горной реки.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 86—93.
2. Абальян Т. С. Ледниковая составляющая стока р. Вахш.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 223, с. 3—17.
3. Абальян Т. С., Калачев А. В., Канушин В. П. О расчетах талого стока горной реки с использованием коэффициента стаивания (по данным наблюдений в опытном высокогорном бассейне р. Варзоб).— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 138, с. 68—75.
4. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников.— Труды ИГАН СССР, 1953, вып. 56, с. 5—43.
5. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния горных ледников с целью увеличения стока рек Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 5, с. 83—89.
6. Аксарин Н. Н., Абраменков Н. М., Коновалов В. Г. Анализ пространственно-временной изменчивости метеорологических факторов стока рек Средней Азии в экстремальные по водности годы.— Труды САННИГМИ, 1973, вып. 3(84), с. 51—92.
7. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 363 с.
8. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 95 с.
9. Арапов П. П. Тепловой баланс поверхности ледников Средней Азии (ледники Федченко, Зеравшанский, Парах).— Гляциологические исследования, 1964, № 13, с. 120—125.
10. Арапов П. П., Дроздов О. А. О связи таяния льда и снега с балансом коротковолновой радиации на ледниках Средней Азии (ледники Федченко, Зеравшанский, Парах).— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1969, с. 99—104.
11. Архипова О. М., Геткер М. И. Расчет и распределение дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на территории Памиро-Алая.— Труды САННИИ, 1982, вып. 95(176).
12. Бажев А. Б. Закономерности таяния искусственно запыленной поверхности ледника.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 124—135.
13. Бендат Д., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов.— М.: Мир, 1974.— 463 с.
14. Богданова Л. Ф., Геткер М. И. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчетах осадков на Тянь-Шане.— Труды САННИГМИ, 1975, вып. 25(106), с. 116—143.
15. Бокс Д., Дженкинс Г. Анализ временных рядов, прогноз и управление.— М.: Мир, 1974. вып. 1, 2.— 406 с.— 193 с.
16. Борзенкова И. И. О некоторых закономерностях изменения составляющих радиационного и теплового баланса в горных районах.— Труды ГГО, 1965, вып. 179, с. 186—198.
17. Боровикова Л. Н. Математическое моделирование формирования снежного покрова и расчет поступления воды на поверхность горного бассейна.— Труды САННИГМИ, 1968, вып. 39(54), с. 37—43.
18. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь-Шаня.— Труды САННИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 3—20.

19. Важнов А. Н. К расчету высоты снеговой линии на горном водосборе.— Метеорология и гидрология, 1956, № 4, с. 46—49.
20. Важнов А. Н. Точность определения снегозапаса в горном бассейне.— Труды ЦИП, 1966, вып. 148, с. 143—149.
21. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.— М.: Наука, 1964.— 576 с.
22. Виноградов Ю. Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 154 с.
23. Владимиров Л. А., Джавахишвили А. И., Закарашвили Н. Н. и др. Гидрологические карты Большого Кавказа для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1981, № 40, с. 116—127.
24. Влияние эоловой запыленности ледников и поверхностной морены на таяние ледников Средней Азии/Л. Д. Долгушин, И. М. Лебедева, Г. Б. Осипова, О. В. Рототаева.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 108—115.
25. Волкова М. В., Крейтер А. А., Тихановская А. А. Опыт расчета объема талых вод с поверхности ледников.— Труды САННИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 54—61.
26. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период.— М.: Наука, 1966.— 149 с.
27. Волошина А. П., Инашвили Ш. В. Таяние ледников южного склона Центрального Кавказа.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 25, с. 66—67.
28. Гаврилова М. К. Радиационный и тепловой баланс ледников северного полушария.— Гляциологические исследования, 1964, № 13, с. 97—105.
29. Геткер М. И. О статистической структуре поля осадков в Средней Азии.— Труды САННИГМИ, 1973, вып. 3(84), с. 100—107.
30. Геткер М. И. Снежные ресурсы Памиро-Алая.— Труды САННИИ, 1983, вып. 105(180).
31. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах.— Труды САННИГМИ, 1972, вып. 62(77), с. 30—38.
32. Глазырин Г. Е. Абляционные морены как источник информации о процессах, происходящих в верховьях ледников.— Метеорология и гидрология, 1969, № 2, с. 71—77.
33. Глазырин Г. Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха.— Метеорология и гидрология, 1970, № 1, с. 30—34.
34. Глазырин Г. Е., Аношина Н. В. Время наступления максимума осадков на территории Средней Азии.— Труды САННИГМИ, 1978, вып. 69(150), с. 43—50.
35. Глазырин Г. Е., Геткер М. И. Ошибки при расчете снегозапасов в горах, вызванные учетом изменений внутригодового распределения осадков с высотой местности.— Труды ГГИ, 1972, вып. 167, с. 50—53.
36. Глазырина Е. Л. О моделировании стока с ледников.— Труды САННИГМИ, 1977, вып. 45(126), с. 37—41.
37. Головкова Р. Г., Диярова К. Ш., Егорова Н. Д. Основные факторы абляции ледника Шокальского в хребте Заилийский Алатау.— Гляциологические исследования в период МГГ. Заилийский и Киргизский Ала-Тау, Алтай. Вып. 4. 1964, с. 105—110.
38. Головкова Р. Г., Рахимжанова Г. А. К вопросу о тепловом режиме абляции ледника Центрального Туюксайского.— Гляциологические исследования в Казахстане.— Вып. 5. 1965, с. 55—62.
39. Голодковская Н. А., Гросвальд М. Г. Ледники Швеции и бюджет их массы за последние 20 лет.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. 1968, № 14, с. 278—283.
40. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 247 с.
41. Голубев Г. Н. Ледники и речной сток.— Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 78—82.

42. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Баланс массы ледника Джанкуат в 1967—1971 гг. и методы его измерения и расчета.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 21, с. 80—88.
43. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б., Щербинин А. Я. Опыт исследования водного режима снежного покрова на языке ледника Джанкуат с помощью стоковой площадки.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 159—163.
44. Голубев Г. Н., Дюргеров М. Б. Исследование ошибок определения абляции льда в точке.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 28, с. 104—111.
45. Гордов А. Н. Расчет прямой солнечной радиации на различно ориентированные и наклонные поверхности для широты 42°.— В кн.: Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР. Л.; М., 1938. Вып. 3, с. 27—44.
46. Давидович Н. В. О вертикальных градиентах температуры воздуха в высокогорье Средней Азии. Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 19, с. 56—61.
47. Денисов Ю. М. Снеготаяние.— Сб. работ аспирантов. Отдел техн. и геол.-хим. наук. 1958, вып. 1, с. 38—53.— (Ташкент: Изд-во АН УзССР).
48. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек.— Л.: Гидрометеониздат, 1965.— 103 с.
49. Денисов Ю. М. Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах.— Метеорология и гидрология, 1967, № 5, с. 75—81.
50. Денисов Ю. М. Математическое моделирование процесса стока горных рек.— Труды САНИГМИ, 1968, вып. 39(54), с. 30—36.
51. Денисов Ю. М. Методы определения оптимальных значений параметров моделей трансформации.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 26—32.
52. Денисов Ю. М. Средний квадрат ошибки выборочного среднего и метод оптимального размещения пунктов наблюдений.— Труды САНИГМИ, 1972, вып. 3(84), с. 114—117.
53. Денисов Ю. М., Боровикова Л. Н., Поспеева Э. К., Коновалов В. Г. К вопросу осреднения выборок однородных данных.— Труды САНИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 31—42.
54. Денисов Ю. М. Метод расчета влияния моренных отложений на таяние ледников.— Труды САНИИ, 1980, вып. 71(152), с. 67—80.
55. Денисов Ю. М., Боровикова Л. Н., Джураев А. А., Ердякова И. И. Расчет таяния снега и льда.— Труды САНИИ, 1982, вып. 94(175), с. 20—39.
56. Дженкинс Г., Ваттс Л. Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1.— М.: Мир, 1971.— 316 с.
57. Диких А. Н., Благообразов В. А. Вопросы искусственного усиления таяния ледников на Тянь-Шане.— В кн.: Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1965, вып. 11, с. 14—26.
58. Диких А. Н. Бюджет ледников северного склона хребта Терской Алатау (на примере ледника Карабаткак).— В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 16—29.
59. Диких А. Н., Михайлова В. И. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терской Алатау.— М.: Наука, 1976.— 131 с.
60. Долгушин Л. Д., Кеммерих А. О., Кренке А. Н. и др. Полевые исследования по теме «Разработка научных основ искусственного усиления таяния ледников Средней Азии».— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1965, № 11, с. 5—15.
61. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Рототаева О. В. Морфометрическая характеристика современного оледенения гор Средней Азии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 169—184.
62. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б., Рототаева О. В. Опыты по искусственному усилению таяния снега и льда радиационным методом.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 27, с. 187—195.

63. Дроздов О. А. Тепловой баланс деятельной поверхности ледника Федченко.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, № 10, с. 227—235.
64. Дроздов О. А., Кароль Б. П., Мосолова Г. И. Особенности метеорологического режима горных ледников Средней Азии в летний период (район Памиро-Алая).— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 160—167.
65. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Вклад температуры и солнечной радиации в таяние ледников в зависимости от метеорологических условий.— Гляциогидроклиматология горных стран, 1973, № 24, с. 133—139.
66. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Корреляции в пространстве, во времени и в годовом ходе, возможность их использования в климатологии и гляциоклиматологии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 91—95.
67. Дроздов О. А., Мосолова Г. И. Исследование факторов таяния ледников в различные временные масштабы.— Вестник ЛГУ, 1977, № 18, с. 113—121.
68. Душкин М. А. Формирование современных морен на концевом поле ледника Большой Актру.— Гляциология Алтая, 1964, вып. 3, с. 101—114.— (Изд. Томского ун-та).
69. Душкин М. А. К вопросу измерения моренного покрова на языках долинных ледников в Центральном Алтае.— Гляциология Алтая, 1970, вып. 6, с. 136—142.— (Изд. Томского ун-та).
70. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции ледника (на примере горно-ледникового бассейна Джанкуат).— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 151—156.
71. Дюргеров М. Б. Ошибки определения поверхностной абляции льда в точке.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 145—151.
72. Дюргеров М. Б., Фрейдлин В. С. Расчет поверхностной абляции горно-ледникового бассейна.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 112—116.
73. Дюргеров М. Б. Изучение пространственной статистической структуры поля поверхностной абляции горного ледника.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 140—144.
74. Емельянов Ю. Н. Гляциологические исследования по программе международного гидрологического десятилетия на леднике Абрамова.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 3—10.
75. Емельянов Ю. Н., Жидков В. А., Ноздрихин В. К. О точности измерений снегозапасов на горных ледниках.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 239—245.
76. Иванов Ю. Н./Отв. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14 — Средняя Азия. Вып. 3 — Бассейн р. Амударья.— Л.: Гидрометеониздат, 1971.— 472 с.
77. Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терской Ала-Тау.— В кн.: География снежного покрова. М., 1960, Изд. АН СССР, с. 151—174.
78. Ильин И. А. Материалы к познанию условий формирования речного стока из области ледников.— Изв. ВГО, 1954, т. 86, вып. 2, с. 156—168.
79. Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины.— Л.: Гидрометеониздат, 1959.— 246 с.
80. Ильин И. А./Отв. ред. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14 — Средняя Азия. Вып. 1 — Бассейн р. Сырдарья.— Л.: Гидрометеониздат, 1969.— 438 с.
81. Каган Р. Л. К оценке репрезентативности осадкомерных данных.— Труды ГГО, 1966, вып. 191, с. 22—34.
82. Каган Р. Л., Полищук А. П. О точности определения средней величины по дискретным данным.— Труды ГГО, 1972, вып. 286, с. 95—119.
83. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеониздат, 1971.— 268 с.

84. Казанский А. Б. Тепловой баланс открытой поверхности льда ледника Федченко.— ДАН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 806—809.
85. Казанский А. Б. Тепловой баланс поверхности ледника.— В кн.: Ледник Федченко. Ташкент, 1962, с. 152—160.
86. Казанский А. Б., Колесникова В. Н. О тепловом балансе ледника Федченко.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 4, с. 575—584.
87. Колесник С. В. Очерки гляциологии.— М.: Географгиз, 1963.— 550 с.
88. Камалов Б. А. О таянии льда под моренным покровом.— Труды САНИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 19—25.
89. Камалов Б. А. Современное оледенение и сток с ледников в бассейне Сырдарьи.— Труды САНИГМИ, 1974, вып. 12(93),— 77 с.
90. Каталог ледников СССР. Том 13, вып. 2, ч. 1 (Сост. Е. Н. Вилесов, Р. В. Хонин).— Л.: Гидрометеиздат, 1967.— 78 с.
91. Каталог ледников СССР. Том 9, вып. 1, ч. 2—6 (Сост. Л. И. Марушвили и др.).— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 85 с.
92. Каталог ледников СССР. Том 8. Северный Кавказ, ч. 10 (Сост. В. Ш. Цомая, С. А. Дробышев).— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 69 с.
93. Кеммерих А. О. Роль ледников в стоке рек Средней Азии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 82—94.
94. Кеммерих А. О. Сток ледников Памира и Памиро-Алая.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 5, с. 88—94.
95. К обсуждению программы изучения колебаний ледников/П. А. Шумский, А. П. Волошина, В. М. Котляков, В. М. Михалев.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1973, № 22, с. 227—236.
96. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна р. Теберды.— В кн.: Материалы Кавказской экспедиции по программе МГГ. Том 1. Харьков, 1960, с. 7—88.
97. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 691 с.
98. Коновалов В. Г. Метод измерения абляции ледника.— Изв. ВГО, 1963, т. 95, № 2, с. 174—177.
99. Коновалов В. Г. Искусственное усиление таяния снега и льда в горах.— Изв. ВГО, 1963, т. 95, № 4, с. 330—338.
100. Коновалов В. Г. Расчет суммарной радиации, коротковолнового баланса и абляции ледника в любой горной долине.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 79—84.
101. Коновалов В. Г. О применении уравнения Боуэна для расчета теплообмена и влагообмена на леднике.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1967, № 12, с. 236—239.
102. Коновалов В. Г. Изменение теплового баланса абляции и свойств деятельной поверхности снега и льда под действием искусственного зачернения.— Труды САНИГМИ, 1967, вып. 30(45), с. 51—57.
103. Коновалов В. Г. Изучение абляции ледников Средней Азии.— Изв. ВГО, 1968, № 4, с. 308—320.
104. Коновалов В. Г. О роли абляции в бюджете льда горного ледника.— В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 236—243.
105. Коновалов В. Г. Проблема классификации и пространственная изменчивость альbedo однородной поверхности ледников в период абляции.— Труды САНИГМИ, 1969, вып. 44(59), с. 102—107.
106. Коновалов В. Г. Продолжительность периода абляции и ледниковое питание рек Средней Азии.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1969, № 15, с. 139—143.
107. Коновалов В. Г. Роль абляции в бюджете и эволюции горных ледников.— Изв. ВГО, 1969, № 4, с. 296—305.
108. Коновалов В. Г. Измерение абляции ледника на стоковой площадке.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 125—129.
109. Коновалов В. Г. О средних значениях альbedo ледников в период абляции.— Труды САНИГМИ, 1972, вып. 65(80), с. 111—122.
110. Коновалов В. Г. Абляция ледников Средней Азии.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 157 с.

111. Коновалов В. Г. Определение суммарной абляции ледников расчетным методом.— Труды САНИГМИ, 1972, вып. 1(82), с. 6—14.
112. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ суммарной абляции ледников в водосборах горных рек.— Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 58(64), с. 130—135.
113. Коновалов В. Г. Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на поверхности ледника.— Труды САНИГМИ, 1975, вып. 26(107), с. 118—126.
114. Коновалов В. Г. Расчет на ЭВМ времени восхода и захода солнца для произвольного набора пунктов на поверхности горного ледника.— Труды САНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 19—26.
115. Коновалов В. Г. Эмпирические формулы для расчета таяния на ледниках.— Труды САНИГМИ, 1978, вып. 44(125), с. 41—53.
116. Коновалов В. Г. Модель движения снеговой границы на леднике в течение абляционного периода.— Труды САНИГМИ, 1978, вып. 64(145), с. 130—138.
117. Коновалов В. Г. Обобщение морфометрических характеристик оледенения в отдельных водосборах.— Труды САНИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 68—77.
118. Коновалов В. Г. Таяние и сток в гляциальных областях.— Труды САНИГМИ, 1979, вып. 63(144), с. 51—63.
119. Коновалов В. Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 230 с.
120. Коновалов В. Г. Использование спутниковой информации в математической модели формирования снежного покрова в горах.— Труды САНИГМИ, 1979, вып. 71(152), с. 3—10.
121. Коновалов В. Г. Физико-статистическая модель процесса суммарного таяния в гляциальной области.— Труды САНИИ, 1982, вып. 84(165), с. 3—20.
122. Коновалов В. Г. Анализ и прогноз результатов искусственного воздействия на таяние ледников.— Труды САНИИ, 1982, вып. 99(180).
123. Коновалов В. Г. Статистическая модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников.— Труды САНИИ, 1984, вып. 105(186).
124. Коновалов В. Г. Исследование компонентов индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии.— Труды САНИИ, 1984, вып. 107(188).
125. Коновалов В. Г., Чиркова А. А. Изучение пространственной изменчивости плотности и высоты сезонного снежного покрова в горах.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 51(66), с. 32—40.
126. Коновалов В. Г., Емельянов Ю. Н. Опыт определения суммарного таяния на ледниках Средней Азии.— Труды САНИГМИ, 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 САНИГМИ, 1977, вып. 53(134), с. 41—51.
128. Коновалов В. Г., Боровикова Л. Н. Модель формирования стока в бассейнах со значительным оледенением.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1980, вып. 39, с. 49—54.
129. Коновалов В. Г., Орлова Л. М. Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников Средней Азии.— Труды САНИИ, 1983, вып. 91(172), с. 102—117.
130. Корзун В. И. Закон о воде и Гидрометслужба СССР.— Метеорология и гидрология, 1972, № 6, с. 3—11.
131. Королев А. И. Распределение угольной пыли на склонах лавиносбора при запылении с самолета.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 279—280.
132. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 478 с.
133. Кранц Б. Г., Фрейндлин Ф. С. К организации наблюдений на стоковой площадке.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 200—201.

134. Крейтер А. А. Применение сортированной угольной пыли при искусственном запылении снега.—Материалы гляциологических исследований. Хроника. 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. степени канд. хим. наук. Ташкент, 1969.—28 с.
136. Крейтер А. А., Тихановская А. А. Изменение тепло- и влагообмена на ледниковой поверхности под действием искусственного запыления.—Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1964, вып. 10, с. 277—279.
137. Крейтер А. А., Тихановская А. А. Об искусственном изменении альбедо снега.—ДАН УзССР, 1967, № 6, с. 34—36.
138. Кренке А. Н. Климатологические условия существования ледников и формирования ледниковых климатов.—Метеорология и климатология. Вып. 1.—М.: Изд-во ВИНТИ, 1971, с. 168—207.
139. Кренке А. Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии.—Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973, № 1, с. 19—33.
140. Кренке А. Н. Ледниковый сток в реки Средней Азии и возможности его регулирования.—Водные ресурсы, 1980, № 3, с. 5—19.
141. Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР.—Л.: Гидрометеиздат, 1982.—287 с.
142. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха.—Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1966, № 12, с. 153—161.
143. Кренке А. Н., Рототаева О. В. Поле аккумуляции для ледниковой системы Памира и использование его в расчетах стока.—Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 2, с. 100—107.
144. Крупнейшие ледники Средней Азии — ледники Федченко и Зеравшанский/Отв. ред. Л. К. Давыдов.—Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.—263 с.
145. Кузьмин П. П. Температурный режим в бассейнах рек Зеравшан и Ягноб.—В кн.: Труды ледниковых экспедиций. Вып. 3. Л., 1936, с. 157—245.
146. Кузьмин П. П. Процессы теплообмена, абляции и стока ледников в бассейне р. Зеравшан.—Труды ГГИ, 1948, вып. 3(57), с. 91—160.
147. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова.—Л.: Гидрометеиздат, 1961.—345 с.
148. Курбаткин В. П. О распределении температуры воздуха в горной долине.—Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 10(91), с. 109—111.
149. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.—190 с.
150. Лебедева И. М. Тепловой баланс ледника Дугава и возможности искусственного усиления его таяния.—В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., 1965, с. 187—192.
151. Лебедева И. М. Испарение с ледников Средней Азии.—Материалы гляциологических исследований.—Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 92—104.
152. Лебедева И. М. Интенсивность испарения с ледников Средней и Центральной Азии (возможности измерений и расчетов).—Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 26, с. 119—129.
153. Ледник Турген-Аксу/Отв. ред. Р. Д. Забиров.—Фрунзе: Илим, 1976.—105 с.
154. Ледник Федченко/Отв. ред. В. Л. Шульц.—Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962.—192 с.
155. Ледник Джанкуат/Авт. Г. Н. Голубев, М. Б. Дюргеров, В. А. Маркин и др.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—183 с.
156. Ледник Абрамова.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—206 с.
157. Ле Руа Ладюри Э. История климата с 1000 года. Пер. с франц.—Л.: Гидрометеиздат, 1971.—278 с.
158. Лесник Ю. Н. Температурный градиент и расчет температуры воздуха над ледниковой поверхностью.—Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 34—46.
159. Лесник Ю. Н. Процессы абляции и жидкий сток ледников Средней Азии.—Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук. М., 1975.—с. 33.

160. Лопухин Е. А. Исследование радиационных потоков в горах.—Изв. АН УзССР. Сер. физ.-мат. наук, 1960, № 5, с. 64—76.
161. Макаревич К. Г. Тянь-Шань. Зайлийский Алатау. Общее описание исследований.—М.: Изд. ВИНТИ, 1962.—87 с.
162. Макаревич К. Г. Баланс массы некоторых малых ледников в Зайлийском Алатау.—В кн.: Гляциологические исследования в Казахстане, Алма-Ата, 1966, вып. 6, с. 82—92.
163. Макаревич К. Г., Вилесов Е. Н. Результаты наблюдений над снежным покровом на Туюксайских ледниках в Зайлийском Алатау.—Исследование ледников и ледниковых районов, 1961, вып. 1, с. 168—184.—(Изд-во АН СССР).
164. Макаревич К. Г., Вилесов Е. Н. и др. Гляциометеорологический режим, баланс массы и сток ледников горноледникового бассейна Туюксу.—В кн.: Режим ледников и снежных лавин Казахстана, Алма-Ата, 1979, с. 96—109.
165. Макаревич К. Г., Пальгов Н. П. и др. Оледенение Зайлийского Алатау.—М.: Наука, 1969.—287 с.
166. Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф. Абляция льда и сток с малоалмаатинских ледников в 1963—67 гг.—В кн.: Тепловой и водный режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 149—157.
167. Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф., Вилесов Е. Н. Оценка жидкого стока из области аккумуляции Центрального Туюксайского ледника.—В кн.: Режим ледников Казахстана. Алма-Ата, 1971, вып. 9, с. 62—71.
168. Макаревич К. Г., Шабанов П. Ф. Аккумуляция, абляция и сток с малоалмаатинских ледников и баланс их массы (по наблюдениям в период МГД).—Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 63—70.
169. Маркин В. А. Изменение составляющих теплового баланса при искусственном зачернении ледниковой поверхности.—Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1965, № 11, с. 151—158.
170. Математическое моделирование процесса стока горных рек/Л. Н. Боровикова, Ю. М. Денисов, Е. Б. Трофимова, И. Д. Шенцис.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.—151 с.—(Труды САРНИГМИ. Вып. 61(76)).
171. Материалы наблюдений горностокостовой станции Кызылча.—Ташкент, 1973. Вып. 1. Кн. 1 и 2 (за 1959—1966 гг.).—534 с. Вып. 2. (за 1967—1968 гг.).—150 с.
172. Машуков П. М. Зависимость убыли снега от температуры воздуха в горах Средней Азии.—Изв. Узб. фил. ГО СССР, 1963, вып. 7, с. 45—68.
173. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений.—М.: Наука, 1971.—575 с.
174. Монин А. С., Обухов А. М. Основные законы турбулентного перемешивания в поверхностном слое атмосферы.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 24(151), с. 163—187.
175. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. 1.—Л.: Гидрометеиздат, 1962.—193 с.
176. Нехорошева М. В., Тихановская А. А. Характеристика аэро-синоптических и радиационных условий таяния ледника Бакалак летом 1964 г.—В кн.: Горное оледенение Узбекистана и смежных территорий, Ташкент, 1966, с. 26—35.
177. Никулин Ф. В., Трошкина Е. С. Эволюция ледников Центрального Кавказа (на примере ледников Адырсу и Шхельды).—Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 58(64), с. 74—81.
178. Нозрюхин В. К., Фрейфельд В. Я. Некоторые данные о поверхностном стаивании «мертвой части» ледника Иньльчек.—Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1958, вып. 1, с. 65—78.—(Фрунзе: Илим).
179. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии/Под ред. А. Д. Джураева, С. Г. Чанышевой, О. И. Субботиной.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—335 с.
180. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Зайлийском Алатау.—Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958.—312 с.
181. Патерсон У. С. Б. Физика ледников.—М.: Мир, 1972.—311 с.

182. Петросянц М. А., Чанышева С. Г., Субботина О. И. О масштабе влияния орографии на метеорологические процессы Средней Азии.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 10(91), 1974, с. 3—40.
183. Попов Е. Г. Тепловой баланс и интенсивность снеготаяния.— Труды ЦИП, 1948, вып. 9(36), с. 3—53.
184. Проблемы гидрологии ледников и ледниковых районов/Г. А. Авсюк, В. М. Котляков, В. Г. Ходаков, Г. Н. Голубев.— Водные ресурсы, 1973, № 2, с. 3—20.
185. Ревякин В. С., Галахов В. И., Голेशихин В. П. Горноледниковые бассейны Алтая.— Томск: Изд-во Томского ун-та, 1979.— 307 с.
186. Режим ледников Северного Тянь-Шаня в аномально засушливый период/К. Г. Макаревич, Е. Н. Вилесов, П. Ф. Шабанов и др.— Тез. докл. VII Всесоюз. гляциол. симпози., Томск, 1982.
187. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 232 с.
188. Соседов И. С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах.— Алма-Ата: Наука, 1976.— 152 с.
189. Справочник по климату СССР. Вып. 30. Ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 62 с.
190. Справочник по климату СССР. Вып. 31. Ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 65 с.
191. Справочник по климату СССР. Вып. 32. Ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 51 с.
192. Справочник по климату СССР. Вып. 19. Ч. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 74 с.
193. Субботина О. И. Влияние орографии на температурный режим в горах Средней Азии.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 122 с. (Труды САРНИГМИ. Вып. 59(74)).
194. Судаков П. А., Вилесов Е. Н. Режим снежного покрова и его распределение на малоалмаатинских ледниках.— Гляциологические исследования в период МГГ, 1962, вып. 2, с. 99—114.— (Изд-во АН КазССР).
195. Сумарокова В. С. Факторы таяния ледников в бассейне р. Алаарча.— Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. станции, 1965, вып. 11, с. 36—45.— (Фрунзе: Илим).
196. Тенгборн У. Доля ледникового стока в формировании гидроэнергетических ресурсов реки Колумбия.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1980, № 39, с. 62—66.
197. Тепловой и вещественный баланс ледника Абрамова в 1967—71 гг./А. А. Акбаров, З. А. Герасимова, Ю. Н. Емельянов, В. К. Ноздрихин.— Труды САРНИГМИ, 1974, вып. 14(95), с. 36—48.
198. Тихановская А. А. К вопросу о таянии льда под моренным покровом.— Труды САРНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 97—106.
199. Тихановская А. А. Некоторые вопросы изменения радиационного баланса на заморенной поверхности льда.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 56(71), с. 92—96.
200. Тихановская А. А. Влияние сплошного моренного покрова на тепловой баланс ледниковой поверхности.— В кн.: Современное оледенение в бассейне р. Зеравшан. Ташкент, 1972, с. 39—52.
201. Троицкий Л. С., Ходаков В. Г. и др. Оледенение Урала.— М.: Наука, 1966.— 305 с.
202. Трофимова Е. Б. Метод расчета отражающей способности снежного покрова.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52(67), с. 21—25.
203. Фатеев В. П., Попов Н. И. Некоторые черты режима и динамики ледника Аксу восточный в хребте Кунгей Алатау.— Гляциогидроклиматология горных стран, 1973, № 24, с. 111—114.
204. Фихтенгольц Г. М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. Том 2.— М.: Физматгиз, 1959.— 807 с.
205. Фрейдлин В. С. Применение функций влияния для расчета гидрографа стока и графика водоподачи ледника Джанкуат.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1971, № 18, с. 92—94.

206. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах.— М.: Мир, 1969.— 395 с.
207. Ходаков В. Г. О зависимости суммарной абляции ледников от температуры воздуха.— Метеорология и гидрология, 1965, № 7, с. 48—50.
208. Ходаков В. Г. Расчет абляции под слоем морены.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1972, № 20, с. 105—107.
209. Ходаков В. Г. Особенности формирования баланса льда пульсирующего ледника Колка.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1974, № 24, с. 116—125.
210. Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР.— М.: Наука, 1978.— 191 с.
211. Цомая В. Ш. Материалы гляциологических исследований. Казбек, Богосский хребет, Базар-дюзи. 1951—63 гг.— Тбилиси: ФОЛ УГМС ГрузССР, 1964.— 545 с.
212. Цомая В. Ш. Учет ледникового коэффициента при расчетах жидкого стока ледника.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1976, № 25, с. 77—83.
213. Цыкин Е. Н. Приход вещества в фирновых зонах ледников (метод изучения с помощью термозондирования).— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 94 с.
214. Цыкин Е. Н., Цыкина Г. А. Результаты лабораторных экспериментов по искусственному усилению таяния льда методом зачернения.— Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, 1968, № 14, с. 167—179.
215. Черкасов П. А., Ермекбаев Т. Вертикальный градиент температуры воздуха на северном склоне Джунгурского Алатау в абляционный период.— В кн.: Снежные лавины и ледники Казахстана, 1977, с. 122—133.
216. Черкасов П. А. Радиационный баланс физической поверхности горного ледника в период абляции.— Алма-Ата: Наука, 1980.— 143 с.
217. Чертанов С. П. Наблюдения над режимом ледника Федченко.— Труды ТГМО УзССР, 1948, вып. 1, с. 76—84.
218. Чистяев В. Б. Модель расчета хода величины альbedo поверхности снего-фирно-ледяного покрова, ледниково-моренного комплекса в период таяния.— Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 58, с. 88—95.
219. Черногоров В. П. Аэрофотосъемка снежного покрова в верховьях р. Ангрен для гидрологических целей.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 127 с.
222. Шульц В. Л., Шалатова Л. И., Рубинова Ф. Э., Чертанов Н. П. Некоторые вопросы усиления таяния снега.— Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1958, № 2.
220. Шульц В. Л. К вопросу целесообразности искусственного усиления таяния снега в горах Средней Азии.— Метеорология и гидрология, 1963, № 5, с. 38—41.
221. Шульц В. Л. Реки Средней Азии.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 691 с.
223. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 419 с.
224. Щеголова О. П. Питание рек Средней Азии.— Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960.— 244 с.
225. Щетинников А. С. Абляция на языке ледника Райгородского.— Труды САНИГМИ, 1966, вып. 27(42), с. 24—34.
226. Щетинников А. С. О точности определения среднего уклона малых ледников.— Труды САРНИГМИ, 1973, вып. 9(90), с. 94—100.
227. Щетинников А. С. Об определении преобладающей ориентации ледников.— Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 27(108), с. 27—33.
228. Щетинников А. С. Ледники бассейна реки Пскем.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 120 с.
229. Щетинников А. С. К вопросу о целесообразности искусственного усиления таяния ледников бассейна р. Сырдарья.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 45(126), с. 3—15.
230. Щетинников А. С. Оледенение Гиссаро-Алая.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 117 с.

231. Anderson E. A. Snow accumulation and ablation model.—NOAA Tech. Memo. NWS Hydro-17. Silver Spring, 1973.—228 p.
232. Anderson E. A. A point energy and mass balance model of snow cover.—NOAA Tech. Report. NWS 19, 1976.—150 p.
233. Bengtsson L. Snowmelt estimated from energy budget studies.—Nordic Hydrology, 1976, 7, p. 3—18.
234. Bowen I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface.—Phys. Res., 1926, vol. 27, N 6, p. 56—63.
235. Braithwaite R. J. On glacier energy balance, ablation, and air temperature.—J. Glaciol., 1981, vol. 27, N 97, p. 381—391.
236. Campbell W. J., Rasmussen L. A. The production, flow and distribution of melt water in a glacier treated as a porous media.—Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 11—27.
237. de La Casiniere A. C. Heat exchange over a melting snow surface.—J. Glaciol., 1974, vol. 13, N 67, p. 55—72.
238. Dayer G. The short-range forecasting of discharge from a glaciated region and its use for optimizing the Grand Dixence S. A. pumping plants.—J. Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 668—669.
239. Derikx L. Glacier discharge simulation by ground-water analogue.—Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 29—40.
240. Dreiseitl E. Zur Berechnung der Eisablation.—Z. Gletscherk. und Glazialgeol., 1976, vol. 12, N 1, p. 75—78.
241. Gottlieb L. A. A simple energy balance model of snow and ice melt.—Progr. Rep. 47, Dec. 1978. Inst. Hydrodyn. and Hydraulic Engrg. Tech. Univ., Denmark, p. 3—12.
242. Gudmundsson G., Sigbjarnarson G. Analysis of glacier run-off and meteorological observations.—J. Glaciol., 1972, vol. 11, N 63, p. 303—318.
243. Hedrick R. L., Filgate B. D., Adams W. M. Application of environmental analysis to watershed snowmelt.—J. Appl. Meteorol., 1971, vol. 10, N 3, p. 418—429.
244. Hoinkes H., Wendler G. Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintereis — und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen, Tirol) in Sommer 1958.—Arch. Meteorol., Geoph. und Bioklim., 1968, B 16, N 2—3, S. 195—236.
245. Hoinkes H. Über Beziehungen zwischen der Messenbilans des Hintereisferners (Ötztaler Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vent.—Ann. Meteorol. Neue Folge, 1971, N 5, S. 259—264.
246. Jensen H., Lang H. Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss Alps.—In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972. Vol. 2, p. 1047—1054.
247. Kasser P. Influence of changes in the glacierized area on summer runoff in the Porte du Scex drainage basin of the Rhone.—Symp. of the Hydrol. of glaciers, 1973, N 95, p. 221—225.
248. Kasser P. Fluctuation of glaciers 1965—70.—Paris, IASH, 1973.—358 p.
249. Kasser P. Fluctuations of glaciers 1959—65. A contribution to the IHD.—Belgium, Unesco, IASH, 1967.—100 p.
250. Keeler C. M. Relationship between climate, ablation and runoff on the Sverdrup Glacier.—Final Report to Arctic Institute of North America, Canada, Montreal, 1964.—78 p.
251. Konovalov V. G., Emelianov Yu. N. Estimation of total ablation on Central Asian glaciers.—Symposium UGGI. Neiges et glaces. Actes du colloque de Moscow, août 1971.—Budapest, 1975. IAHS—AISH, Publication No 104, p. 99—105.
252. Konovalov V. G. Calculation and prediction of the total glacial melting in watersheds of Central Asia.—J. of Glaciol., 1977, vol. 19, N 81, p. 677—688.
253. Konovalov V. G. The application of satellite information in mathematical model of snow cover formation in mountains.—In: Workshop on Remote Sensing of Snow and Soil Moisture by Nuclear Techniques.—1979, Voss, Norway, p. 131—144.
254. Konovalov V. G. On methods of regional computation of glacier melting intensity in Central Asia.—Hydrological Aspects of Alpine and High Moun-

- tain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982). IAHS Publ. No 138, p. 209—220.
255. Kraus H. Energy exchange at air—ice interface.—In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972, vol. 1, p. 128—164.
256. Kuhn M. On the computation of heat transfer coefficients from energy balance gradients on a glacier.—J. Glaciol., 1979, vol. 22, N 87, p. 263—272.
257. Lang H. Variations in the relation between glacier discharge and meteorological elements.—Symp. of the hydrology of glaciers, 1973, N 95, p. 85—94.
258. Linacre E. T. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone.—Agr. Meteorol., 1977, vol. 18, N 6, p. 409—424.
259. Martinec J. Evaluation of air photos for snowmelt—runoff forecasts.—In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice in hydrology, Paris. UNESCO—WMO—IASH, 1973, vol. 2, p. 915—926.
260. Martinec J. Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts.—Nordic Hydrology, 1975, vol. 6, N 3, p. 145—154.
261. Megahan W., Meiman J., Goodell B. The effect of albedo—reducing materials on net radiation at a snow surface.—Bull. of the Internat. Assoc. of Scientific Hydrology, 1970, vol. 15, N 1, p. 69—80.
262. Meier M. F. Hydraulics and Hydrology of Glaciers.—In: Proc. Banff Symp.: The role of the snow and ice hydrology. Paris. UNESCO—WMO—IASH, 1973, vol. 1, p. 353—370.
263. Mokievsky-Zubok O. and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Programme, 1965—74. No. 1. Sentinel Glacier, British Columbia—Summary of Measurements.—Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series N 68.—75 p.
264. Müller F. Fluctuations of glaciers 1970—1975. A contribution to the International Hydrological Programme. Paris, 1977, UNESCO—IAHS (ICS1).—269 p.
265. Nord J. Orographic precipitation in mountainous regions.—In: Proc. Geilo Symp. Norway: Distribution of precipitation in mountainous areas. Paris, 1973. Vol. 1, p. 31—56.
266. Obled Ch. and Rosse B. Mathematical models of a melting snow-pack at an index plot.—J. Hydrology, 1977, vol. 32, p. 139—163.
267. Østrem G. Runoff forecasts for highly glacierized basins.—In Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972, vol. 2, p. 1111—1129.
268. Petzold D. E. An estimation technique for snow surface albedo.—Climatol. Bull., 1977, N 21, p. 1—11.
269. Reid I. A., Paterson W. S. B. Simple method for measuring the average amount of water produced annually by melting of the ice on a glacier.—Symp. of the hydrology of glaciers, 1973, N 95, p. 215—218.
270. Sugawara M., Ozaki E., Katsyama Y., Watanabe I. Runoff analysis of snow mountainous regions in Japan.—In: Research Notes of the Nat. Res. Centre for Disaster Prevention. Tokyo, 1975, N 17.—38 p.
271. Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergen-expedition, 1964—1965.—Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR, Berlin, 1969, Nr 11/12.—93 S.
272. Woo M. K. A numerical simulation model for snow storage in small coastal basins, southwestern British Columbia.—In: Proc. Banff Symp.: The role of snow and ice in hydrology. UNESCO—WMO—IASH, 1972. Vol. 2, p. 992—1003.
273. Yoshiyuki Fujii. Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover.—J. Jap. Soc. of snow and ice, 1977, vol. 39, p. 20—21.
274. Young G. J., and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—74, No 4. Peyto Glacier, Alberta—Summary of measurements.—Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series, No 71.—59 p.
275. Young G. J. and Stanley A. D. Canadian glaciers in the International Hydrological Decade Program, 1965—74. No 3. Ram River Glacier, Alberta—Summary of measurements.—Ottawa, Canada, 1976. Scientific Series No 68.—54 p.

276. Young G. J. Streamflow formation in a glacierized watersheds in the Rocky Mountains, Canada. Paper presented at: The International Symposium on the Computation and Prediction of Runoff from Glaciers and Glacierized Areas. Tbilisi, September 1978.— 14 p.

277. Zotikov I. A., Moiseeva G. P. A theoretical study of ice surface dusting influence on melting intensity. In Proc. Banff Symp., The role of snow and ice in hydrology, UNESCO—WMO—IASH, 1972, p. 1410—1419.

278. Zuzel J. G., Lloyd M. Cox. Relative importance of meteorological variables in snowmelt.— Water Res. Research, 1975, vol. 11, N 11, p. 174—176.

Оглавление

Введение	3
Основные условные обозначения	8
Глава 1. Физико-статистическая региональная модель процесса таяния для всего множества ледников в бассейне реки	14
1.1. Общая характеристика проблемы и пути ее решения	—
1.2. Статистическая модель гляциальной области для расчета суммарного таяния ледников	18
Выводы	27
Глава 2. Методы расчета интенсивности таяния снега и льда	28
2.1. Уравнение теплового баланса поверхности ледника и формулы интенсивности таяния	—
2.2. Линейная регрессионная модель для расчета интенсивности таяния	39
2.3. Локальные и региональные эмпирические формулы для расчета интенсивности таяния в гляциальных областях Средней Азии	46
2.4. Расчет таяния льда и снега под мореной	58
Выводы	67
Глава 3. Сезонная снеговая граница и внутригодовой режим аккумуляции и таяния на ледниках	69
3.1. Реконструкция и прогноз максимальной высоты снеговой границы на ледниках	—
3.2. Исследование компонентов индекса баланса аккумуляции и таяния в гляциальных областях Средней Азии	79
3.3. Модель движения снеговой границы на леднике в течение абляционного периода	87
3.4. Продолжительность периода таяния и формирования стока на ледниках Средней Азии	95
Выводы	102
Глава 4. Методика расчета суммарного таяния на ледниках и ледникового стока	104
4.1. Пространственно-временная изменчивость основных метеорологических характеристик, определяющих интенсивность таяния на ледниках	—
4.1.1. Приход суммарной солнечной радиации на поверхности ледника	—
4.1.2. Температура воздуха и осадки	119
4.2. Блок-схема региональной модели процесса суммарного таяния ледников	127
4.3. Анализ качества результатов расчета суммарного таяния ледников	130
4.4. Таяние и сток в гляциальных областях	142
Выводы	156
Глава 5. Многолетний режим суммарного таяния и ледникового стока в бассейнах рек Средней Азии	159
5.1. Пространственно-временная изменчивость суммарного таяния ледников и ледникового стока	—
5.2. Долгосрочные прогнозы суммарного таяния ледников и ледникового стока	167
Выводы	179

Глава 6. Численное моделирование искусственного воздействия на таяние ледников	181
6.1. Проблема увеличения водоотдачи ледников в условиях Средней Азии	—
6.2. Методические основы численного моделирования оптимального воздействия на таяние ледников	188
6.3. Результаты численного моделирования искусственного воздействия на таяние ледников	197
6.4. Прогноз дополнительного объема ледникового стока и предварительная оценка экономической эффективности 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**

Н/К

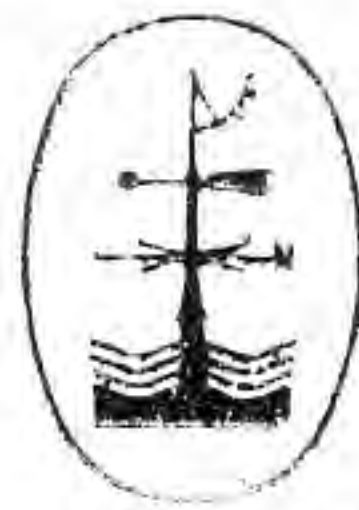
Редактор Г. Г. Доброумова. Художник В. В. Быков. Техн. редактор Г. В. Ивкова.
Корректор И. В. Жмакина.

Сдано в набор 31.05.85. Подписано в печать 10.09.85. М-22564. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 15. Кр.-отг. 15,12. Уч.-изд. л. 18,14. Тираж 300 экз. Индекс ГЛ-219. Заказ № 170. Цена 2 р. 40 к. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.

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

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



Ленинград
Гидрометеиздат
1985