

4.23.24  
11.4.65

О.А. ПОДРЕЗОВ

ОПАСНЫЕ СКОРОСТИ  
И ГОЛОЛЕДНЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
В ГОРНЫХ РАЙОНАХ





2р. 80к.

О.А.ПОДРЕЗОВ

ОПАСНЫЕ  
СКОРОСТИ ВЕТРА  
И ГОЛОЛЕДНЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
В ГОРНЫХ РАЙОНАХ



Ленинград  
Гидрометеиздат 1990

и  
ю  
е-  
ия  
и

г,  
д-  
].  
е  
ю-  
их.  
и-  
ок  
к-  
и-  
пе  
ез  
им  
ге-  
и-  
го  
и  
та  
ем  
ые

зу-  
ых  
де-  
чи  
ра  
ых  
он-  
и  
ов

ов,  
как  
ов,  
че-  
кие  
ым  
ки-  
лш-  
чи-

Рецензенты: д-р геогр. наук М. М. Борисенко,  
канд. геогр. наук М. Н. Мытарев

Рассматриваются основные закономерности влияния высоты и рельефа местности на режим сильных ветров и гололедных отложений в горных районах, создающих опасные механические нагрузки на сооружения.

Основное внимание обращено на решение методических задач оценки климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок для сложных горных территорий (Тянь-Шаня, Памиро-Алая, останцовых гор и возвышенностей Средней Азии и Казахстана, Урала, Сахалина). Излагаются методы проведения и анализа гололедных и ветровых съемок, построения высотных зависимостей и крупномасштабных карт нормативных гололедно-ветровых нагрузок, учета конструктивных особенностей сооружений (влияние высоты, ориентации, фактора закручивания, диаметра элементов и др.).

Книга рассчитана на широкий круг специалистов: климатологов, проектировщиков, изыскателей, строителей.

The book "Dangerous wind velocities and glassy ice coverings in mountainous areas" by O. A. Podrezov deals with the main conformities to natural laws of the height and relief influence on the regime of strong winds and glaciations in mountainous areas which creates dangerous mechanic loading for the constructions. The material used in the book was the data obtained by the meteorological stations and special natural observations.

The main content of the book is devoted to the solution of methodical tasks of estimating climatic parameter of wind and glassy ice loading for orographically and climatically complicated mountainous regions: methods of conducting and analyzing of glaciation-wind survey, construction of height dependence and largescale normative factor maps, taking into account designing peculiarities of constructions (influence of height, orientation, twisting factors, diameter elements and etc.). The book presents the investigation results of Tien Shan, the Pamir-Alay, outlier mountains and heights of Central Asia, Kazakstan, the Urals, Sakhalin.

The given book can be used by the wide range of specialists interested in the problems of climatic loading: climatologists, investigators, designers, builders, post-graduates, students.

Горные районы занимают примерно 30 % территории СССР и 20 % земной поверхности. Несмотря на почти столетнюю историю исследований погоды и климата гор, в метеорологической литературе лишь недавно появилась первая обобщающая монография по горной метеорологии и климатологии (Барри Р. Погода и климат в горах. Л., Гидрометеониздат, 1984).

В 1973—1983 гг. в СССР была издана небольшая серия книг, посвященная опасным гидрометеорологическим явлениям в Средней Азии [98], на Кавказе [99] и в Украинских Карпатах [82]. К настоящему времени имеются также довольно многочисленные публикации по отдельным вопросам режима максимальных скоростей ветра и гололедных явлений в различных горных районах.

Написание настоящей книги было вызвано большой практической потребностью в оценке ветровых и гололедных нагрузок на воздушные линии электропередачи (ВЛ) и на другие конструкции в малонизученных в этом отношении горных районах. Строительство каскадов ГЭС на реках Нарыне (Тянь-Шань) и Вахше (Памиро-Алай) и сооружение горных ВЛ, проходящих через хребты на высотах до 4 км, явилось основным побудительным мотивом для проведения специальных климатологических исследований. На территории Средней Азии и Казахстана в них приняли участие научные лаборатории Киргизского и Таджикского научно-исследовательских отделов энергетики (КиргНИОЭ и ТаджНИОЭ) и Казахского научно-исследовательского института энергетики (КазНИИЭ) Минэнерго СССР. Затем с привлечением других организаций исследования были распространены на горные области Сахалина и Урала.

В результате проведенных исследований удалось получить существенно новые эмпирические материалы гололедно-ветровых съемок и специальных наблюдений, относившиеся преимущественно к гребневым зонам хребтов и позволившие решить задачи построения высотных зависимостей максимальных скоростей ветра и гололедных отложений, климатического районирования горных территорий по этим характеристикам и учета основных конструктивных особенностей сооружений при расчете гололедных и ветровых нагрузок. Рассмотрение этих трех основных вопросов и составляет основное содержание книги.

Автор стремился создать книгу, полезную для специалистов, занимающихся такими вопросами прикладной климатологии, как ветровые и гололедные нагрузки на сооружения (климатологов, проектировщиков-изыскателей, строителей и др.). Все методические решения в книге доведены до числа или же даны четкие указания по их видоизменению применительно к конкретным условиям. Большинство инженерных решений прошло положительную апробацию путем внедрения в проекты горных воздушных линий электропередачи напряжением до 500 кВ включи-



тельно, значительная часть которых уже построена и успешно эксплуатируется. Разумеется, в одной книге нельзя дать ответы на все вопросы. Некоторые из них еще ждут своего решения. В первую очередь к ним относятся совместные гололедно-ветровые воздействия, требующие более обстоятельного изучения.

В заключение автор хотел бы выразить признательность сотрудникам лаборатории прикладных геофизических исследований КиргНИОЭ И. И. Першину, С. А. Федоровой, А. П. Поповой, Л. С. Ковалевой, В. А. Чебану, Ю. Т. Леонову, А. И. Буланкову и др., разделившим с ним все трудности начального этапа исследований; И. П. Суханову (САО Энергосетьпроект) за поиск оригинальных решений в вопросе о высотных зависимостях нагрузок и совместный анализ материалов, относящихся к ветровому режиму Памиро-Алая; Л. А. Савченко и А. С. Волкову (ТаджНИОЭ) за предоставленные ценные материалы специальных наблюдений на территории Западного Памира и их совместный анализ; Н. И. Попову (КиргНИОЭ) за аналогичные материалы и их совместный анализ для Тянь-Шаня и Сахалина, а также за предоставленные фотографии опасных обледенений; А. Ф. Денисову и А. Д. Наумову (Уралгидромет и Башкиргидромет) за совместные натурные наблюдения и их анализ для Урала; Р. М. Бекметьеву (КазНИИЭ) и В. В. Холодову (КиргНИОЭ) за совместные наблюдения на Тянь-Шане; Л. Л. Кирик (САО Энергосетьпроект), С. В. Гринбергу (Казэнергосетьпроект) и Г. Л. Гончаренко (КазНИИЭ) за ценные сведения об опыте эксплуатации ВЛ, а также Г. Ф. Ивановой, М. А. Джаксыбаеву и Н. В. Храмцовой (Киргизский университет) за помощь в обработке и систематизации материалов наблюдений метеорологических станций.

## Глава 1

# КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВЕТРОВЫХ И ГОЛОЛЕДНЫХ НАГРУЗОК НА СООРУЖЕНИЯ

### 1.1. Нормативные параметры ветровых и гололедных нагрузок

Максимальные скорости ветра и гололедные отложения (гололедные осадки) создают внешние механические нагрузки на сооружения. Для каждой территории в зависимости от климатических условий уровень максимальных ветровых и гололедных нагрузок различный. При строительном проектировании зданий, воздушных линий электропередачи (ВЛ), контактных сетей электрифицированного транспорта, мостов, дымовых труб, вантовых подвесок и других сооружений необходим обязательный учет этих нагрузок. Такой учет регламентируется «Строительными нормами и правилами (СНиП), которые систематически уточняются и совершенствуются. На основании общих СНиП [154] могут разрабатываться ведомственные нормы, как, например, «Правила устройства электроустановок» (ПУЭ) [134], более полно учитывающие специфику различных объектов. Так, в ПУЭ более детально отражен механизм воздействия ветра и особенно гололедных отложений на провода, грозозащитные тросы и опоры ВЛ.

Как следует из СНиП, ПУЭ и других норм, все строящиеся сооружения рассчитываются на максимальные нагрузки, которые возникают в среднем один раз в 5 лет и реже. Поэтому в настоящей книге под опасными скоростями ветра и гололедными отложениями понимаются их значения, близкие к нормативным значениям или превышающие их, т. е., по крайней мере, вероятные один раз в год и реже. Для статистического и климатического анализа, как правило, использовались выборки годовых максимумов скоростей ветра и гололедных осадков или выборки скоростей ветра более 14 м/с (бурные ветры). Гололедные и ветровые микроклиматические съемки горных хребтов и натурные наблюдения на опытных установках проводились в холодную половину года в периоды развития бурь и интенсивных гололедных явлений. Только в таких случаях, как, например, анализ плотности гололедных осадков, использовалась вся совокупность наблюдений, при которых измерялась их масса.

Согласно СНиП [154], ветровая нагрузка определяется как сумма средней статической и пульсационной составляющих. В книге исследуются преимущественно максимальные скорости ветра 10-минутного осреднения, вызывающие среднюю составляющую ветровой нагрузки, которая является основной и учитывается при строительном проектировании всех сооружений, находящихся под воздействием ветра. Пульсационная составляющая определяется с учетом частоты собственных колебаний сооруже-

ния на основании средней составляющей, коэффициента пульсаций давления ветра и коэффициента динамичности сооружения.

Нормативное значение средней составляющей ветровой нагрузки  $q_m$  на высоте  $z$  над поверхностью земли находится по формуле [154]

$$q_m = W_0 K C, \quad (1.1.1)$$

где  $W_0$  — нормативное значение давления ветра на высоте 10 м над поверхностью земли, Па;  $K$  — коэффициент, учитывающий изменение давления ветра по высоте (определяется по табл. 1.1);  $C$  — аэродинамический коэффициент, зависящий от типа сооружения (определяется по приложению 4 СНиП [154]).

Таблица 1.1

Коэффициенты  $K$  и  $K_v(z) = \sqrt{K}$ , учитывающие изменение давления ветра (числитель) и его скорости (знаменатель) по высоте [154]

Высота над поверхностью земли, м	Тип местности		
	A	B	C
≤5	0,75/0,87	0,5/0,71	0,40/0,63
10	1,0/1,0	0,65/0,81	0,40/0,63
20	1,25/1,12	0,85/0,92	0,55/0,74
40	1,50/1,23	1,10/1,05	0,80/0,90
60	1,70/1,30	1,30/1,14	1,0/1,00
80	1,85/1,36	1,45/1,21	1,15/1,07
100	2,00/1,42	1,60/1,27	1,25/1,12
150	2,25/1,50	1,90/1,38	1,55/1,25
200	2,45/1,57	2,10/1,45	1,80/1,34
250	2,65/1,63	2,30/1,52	2,00/1,42
300	2,75/1,66	2,50/1,58	2,20/1,48
350	2,75/1,66	2,75/1,66	2,35/1,53
≥480	2,75/1,66	2,75/1,66	2,75/1,66

Примечание. Тип местности: А — открытое побережье морей, озер и водохранилищ, пустыня, степь, лесостепь, тундра; В — городская территория, лесной массив и другая местность, равномерно покрытая препятствиями высотой более 10 м; С — городские районы с застройкой зданиями высотой более 25 м. Сооружение считается расположенным в местности данного типа, если характер этой местности сохраняется с наветренной стороны сооружения на расстоянии 30z при его высоте  $z=60$  м и на расстоянии 2 км при большей высоте сооружения.

Нормативное значение давления ветра  $W_0$  (Па) находится по формуле

$$W_0 = 0,61 v_0^2, \quad (1.1.2)$$

где  $v_0$  — скорость ветра 10-минутного осреднения на высоте 10 м над поверхностью земли, соответствующая местности типа А (табл. 1.1) и превышаемая в среднем один раз в 5, 10, 15 и 25 лет

в зависимости от требуемой надежности сооружений [100, 134, 154].

Формула (1.1.2) вытекает из выражения для кинетической энергии  $E$  единичного объема воздуха стандартной плотности  $\rho = 1,20$  кг/м<sup>3</sup>, что соответствует нормальному атмосферному давлению 1013 гПа и температуре воздуха 20 °С,

$$E = \frac{1}{2} \rho v_0^2. \quad (1.1.3)$$

При этом предполагается, что кинетическая энергия полностью преобразуется в энергию давления ветра.

Таким образом, основным климатическим параметром ветровой нагрузки является  $v_0$ , для которой далее используется термин «нормативная скорость ветра». В табл. 1.1 наряду с коэффициентом  $K$  приведен также коэффициент  $K_v(z) = \sqrt{K}$ , который учитывает изменение нормативной скорости ветра по высоте

$$v_z = K_v(z) v_0. \quad (1.1.4)$$

Использование табл. 1.1 предполагает, что ветроизмерительный прибор, по данным которого определяется  $v_0$  для исследуемой территории, во всех случаях расположен в открытой местности типа А. Если в местность типа А фрагментарно входят участки местности типа В и С, то при расчетах  $q_m$  и  $v_z$  это учитывается введением соответствующих значений коэффициентов  $K$  и  $K_v(z)$ . Принимается, что ветровой поток горизонтален и нагрузка от ветра также горизонтальна.

Нормативное значение линейной гололедной нагрузки  $p$  (Н/м) для элементов кругового сечения диаметром до 70 мм (провод, трос, мачта и др.) представляет собой значение веса гололедного осадка, приходящегося на 1 м длины элемента конструкции, и выражается формулой [154]

$$p = \pi b K_b(d) K_b(z) [d + K_b(d) K_b(z) b] g \gamma \cdot 10^{-3}, \quad (1.1.5)$$

где  $b$  — толщина стенки гололедного осадка плотностью  $\gamma = 0,9$  г/см<sup>3</sup> (условная эквивалентная стенка гололеда) на элементе кругового сечения диаметром  $d = 1$  см на высоте 10 м над поверхностью земли, превышаемая один раз в 5, 10, 15 или 25 лет [100, 134, 154] в зависимости от требуемой надежности сооружений;  $K_b(z)$  и  $K_b(d)$  — коэффициенты, учитывающие изменение толщины стенки гололедного осадка с высотой и в зависимости от диаметра элемента конструкции (определяются по табл. 1.2);  $g$  — ускорение свободного падения, см/с<sup>2</sup>;  $\pi = 3,14$ .

Нормативное значение поверхностной гололедной нагрузки  $p'$  (Па) для других элементов конструкций определяется по формуле

$$p' = K_b(z) \gamma g \mu_2 b, \quad (1.1.6)$$

где  $\mu_2$  — коэффициент, учитывающий отношение площади элемента, подверженной обледенению, к полной площади элемента и принимаемый равным 0,6.



Таблица 1.2

Нормативные значения коэффициентов  $K_b(z)$  и  $K_b(d)$ 

Высота над поверхностью земли, м	$K_b(z)$	Диаметр элементов кругового сечения, см	$K_b(d)$
5	0,8	0,5	1,1
10	1,0	1,0	1,0
20	1,2	2,0	0,9
30	1,4	3,0	0,8
50	1,6	5,0	0,7
70	1,8	7,0	0,6
100	2,0		

Из сделанных определений следует, что основным климатическим параметром гололедной нагрузки является толщина стенки гололедного осадка  $b$ , для которой ниже используется термин «нормативная эквивалентная стенка», или просто «нормативная стенка». Именно для оценки этого параметра требуются климатические данные изучаемой территории.

Следует заметить, что использование в расчетах значений эквивалентной стенки  $b$  вместо значений массы гололедного осадка на элементе кругового сечения диаметром  $d=1$  см и высоте подвеса 10 м (этот параметр по аналогии можно было бы обозначить через  $\rho_0$ ) не дает каких-либо преимуществ, а является скорее всего данью традиции. Напротив, введение  $\rho_0$  имело бы ясный физический смысл и сняло бы целый ряд ненужных усложнений в формулах и определениях, правда, носящих чисто технический характер, так как  $\rho_0$  и  $b$  связаны функционально.

Давление ветра на покрытые гололедом элементы  $q_{0,г}$  по СНиП [154] и ПУЭ [134] принимается равным 25 % нормативного давления ветра, т. е.

$$q_{0,г} = 0,25W_0, \quad (1.1.7)$$

что соответствует нормативной скорости ветра при обледенениях  $v_г$ , равной 0,5  $v_0$ .

Разумеется, эта весьма условная расчетная схема

$$v_г = 0,5v_0, \quad (1.1.8)$$

выполняющаяся в реальных условиях далеко не всегда, прежде всего отражает недостаточный уровень наших знаний о режиме ветра при обледенениях и о возможных сочетаниях реальных скоростей ветра и гололедных осадков.

Совершенствование методов определения нормативных параметров ветровых и гололедных нагрузок может идти различными путями. Однако в любом случае необходимо прежде всего повысить точность территориальных оценок  $v_0$ ,  $b_0$  (или  $\rho_0$ ) и  $v_г$  на осно-

вании анализа климатических данных в конкретных условиях орографии. Целесообразно также давление ветра на обледенелые конструкции рассчитывать исходя из естественной физической зависимости вида

$$q_{0,г} = \frac{1}{2} C_г S_г v_г^2, \quad (1.1.9)$$

где  $C_г$  — аэродинамический коэффициент;  $S_г$  — реальная площадь сечения обледенелого элемента, определяемая по фактической массе гололедного осадка и фактической его плотности  $\gamma$ ;  $v_г$  — более обоснованно определенная, чем в (1.1.8), нормативная скорость ветра при обледенениях.

Не менее важно уточнить нормативные значения коэффициентов  $K_v(z)$ ,  $K_b(z)$  и  $K_b(d)$  с учетом типичных климатических и орографических условий местности. Прежде всего это следует сделать для горных районов, характеризующихся как большой общей расчлененностью рельефа, так и многообразием климатических условий. При этом, как для горных, так и для равнинных территорий, целесообразно попытаться дифференцировать эти коэффициенты по уровню интенсивности гололедных и буревых процессов. Например, оценить  $K_b(d)$  в зависимости от градаций  $b$  или  $\rho_0$ , т. е. рассмотреть их для районов со слабыми, умеренными, большими и очень большими отложениями. Конечно, естественнее вместо коэффициентов, учитывающих изменение толщины стенки осадка  $K_b(d)$  и  $K_b(z)$ , использовать коэффициенты, учитывающие изменение массы осадка  $K_p(d)$  и  $K_p(z)$ .

Целесообразно также более детально рассмотреть влияние фактора закручивания провода и его ориентации на размер, форму и другие характеристики гололедного осадка, что может привести к необходимости введения в расчетные схемы дополнительных коэффициентов.

## 1.2. Определение нормативных значений климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок

Инженер-климатолог, определяющий климатические параметры ветровых и гололедных нагрузок на конкретно проектируемые сооружения, исходит из всех доступных ему материалов: имеющихся климатических разработок и общих зависимостей режима сильных ветров и гололедных отложений от высоты и рельефа местности, многолетних данных ГМС, опыта эксплуатации сооружений, топографических условий объекта, специальных климатических микросъемок. Остановимся здесь только на одной обязательной во всех случаях процедуре: обработке рядов наблюдений за ветром и гололедом и получении нормативных значений параметров, т. е. вероятных один раз в 5, 10, 15 или 25 лет и соответствующих высоте 10 м, 10-минутному осреднению скорости для ветра и диаметру провода 1 см для гололеда. При этом будем

придерживаться общепринятых методических положений [57, 84, 91].

Исходными рядами для расчетов нормативных скоростей ветра являются выборки их годовых или месячных максимумов. Так как наблюдения за ветром на ГМС проводятся на высоте 10 м приборами М-63М и флюгером с тяжелой доской для больших скоростей, то первичная обработка данных сводится к приведению всех частей исходных рядов к 10-минутному осреднению, одному типу прибора и к возможной коррекции на срочность наблюдений.

Для этой цели флюгерная часть ряда приводится к 10-минутному осреднению и к показанию анеморумбометра М-63М введением понижающего коэффициента  $K_a = 0,88$  (см. подробнее п. 3.2). Затем весь ряд скоростей корректируется на непрерывность наблюдений введением повышающего коэффициента  $K_n$  по табл. 1.3, заимствованной из [85]. Следовательно, если обозначить

Таблица 1.3

Значения  $K_n$  по грациям скоростей ветра, измеренных анеморумбометром М-63М [85]

Число сроков наблюдений	Скорость ветра, м/с					
	4—7	8—11	12—15	16—19	20—27	28
4	1,40	1,25	1,15	1,10	1,10	1,05
8	1,30	1,20	1,10	1,10	1,05	1,05

через  $v$  исправленные скорости ветра, а через  $v_{фл}$  и  $v_a$  измеренные по флюгеру и анеморумбометру М-63М, то коррекция флюгерной и анемометрической частей ряда имеет вид:

$$v = 0,88 K_n v_{фл}, \quad (1.2.1)$$

$$v = K_n v_a. \quad (1.2.2)$$

Полученные таким образом откорректированные ряды месячных или годовых максимумов скоростей  $v$  используются для статистических расчетов нормативных скоростей ветра, вероятных один раз в 5, 10, 15 или 25 лет и соответствующих периоду осреднения 10 мин и высоте 10 м.

Считается возможным также [84] исходные ряды формировать с учетом дополнения их межсрочными наблюдениями, не вводя в этих случаях коэффициент  $K_n$ . На наш взгляд, этот путь менее приемлем, так как отсутствует система в единстве методик и регулярности межсрочных наблюдений. Это может значительно ухудшить однородность исходных рядов вместо повышения их репрезентативности. Например, почти всегда неясно, к какому периоду осреднения относятся межсрочные наблюдения. Это могут быть средние 10-минутные значения, а могут быть мгновенные скорости ветра, что соответствует примерно 3—4-секундному осреднению. Обычно неясно также велись ли непрерывные наблю-

дения круглосуточно или только в светлое время, в какие годы они назначались и отменялись.

Следует также отметить, что до последнего времени вместо введения коэффициентов  $K_a$  и  $K_n$  использовалась коррекция флюгерных данных на понижающий коэффициент  $\alpha$  [134].

$$v = \alpha v_{фл}, \quad \alpha = 0,75 + \frac{5}{v_{фл}}. \quad (1.2.3)$$

Значение  $\alpha$  принималось равным единице при скорости ветра 20 м/с и менее. Совершенно очевидно, что введением  $\alpha$  ставилась цель снизить неоправданно высокие скорости, получаемые при обработке флюгерных данных за счет невыдерживания при наблюдениях 2-минутного интервала осреднения, регистрации подбросов доски флюгера, грубости его шкалы и других недостатков, связанных с измерением им больших скоростей ветра. На эти недостатки указывал еще М. Е. Подтягин [128], а в последующем — и многие другие авторы.

Заметим, однако, что обе коррекции по (1.2.1) и (1.2.3) примерно равнозначны. Так, при скорости ветра от 20 до 40 м/с  $\alpha$  изменяется от 1,0 до 0,88, а сводный коэффициент  $0,88 K_n$  в (1.2.1) — от 0,97 до 0,92.

Гололедные наблюдения проводятся на высоте 2 м с использованием жесткого отрезка провода диаметром  $d = 0,5$  см [57]. Поэтому значения осадков сильно зависят от закрытости гололедного станка. Вначале измеренные массы осадков на гололедном станке умножаются на коэффициент  $K_\beta$  (табл. 1.4), учитывающий

Таблица 1.4

Значения  $K_\beta$  для масс отложений на гололедном станке [91]

$\beta^\circ$ . . . . .	0	5	10	15	20	25	30
$K_\beta$ . . . . .	1,0	1,5	3,5	4,8	5,3	5,9	6,9

степень защищенности гололедного станка окружающими предметами и складками местности в радиусе 300 м. Угол закрытости  $\beta$  берется по направлению гололедонесущего потока [91]. Исправленные на  $K_\beta$  массы отложений по специальным программам переводятся в значения толщины стенок осадка  $b_\beta$  с условной плотностью  $0,9$  г/см<sup>3</sup>. Приведение найденных значений  $b_\beta$  к высоте 10 м и диаметру провода 1 см выполняется введением поправочного коэффициента  $K_{d,z}$  (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Значения  $K_{d,z}$  для пересчета толщины стенки осадка  $b_\beta$  на высоту 10 м и диаметра провода 1 см [91]

$b_\beta$ см . . . . .	0,5	1,0	2,0	3,0	5,0	7,0
$K_{d,z}$ . . . . .	1,54	1,43	1,38	1,36	1,35	1,34



Таким образом, приведение гололедных измерений к нормативным условиям осуществляется по формуле

$$b = K_{d,z} b_{\beta}. \quad (1.2.4)$$

Из значений  $b$  формируются ряды годовых максимумов, по которым рассчитываются нормативные значения толщины стенок гололеда, т. е. вероятные один раз в 5, 10, 15 или 25 лет и соответствующие высоте 10 м и диаметру провода 1 см.

Расчет вероятных максимальных стенок гололеда и скоростей ветра производится с использованием второго предельного распределения [46]

$$F(x) = e^{-\left(\frac{\beta}{x}\right)^{-\gamma}}, \quad (1.2.5)$$

где  $F(x)$  — интегральная функция распределения;  $\beta$  и  $\gamma$  — параметры функции.

Решение выполняется графически на специальной спрямляющей сетчатке. Техника расчетов подробно описана, например, в [28, 31, 32, 57, 91].

Полученные таким образом для каждой ГМС нормативные значения скоростей ветра и гололедных отложений используются в качестве основного материала при выборе климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок на конкретные сооружения и при разработке крупномасштабных климатических карт.

Разумеется, не следует считать графическую аппроксимацию рядов по формуле (1.2.5) единственно возможной. Для этой цели пригодны многие другие правоасимметричные распределения. Например, закон редких событий Пуассона, кривая Пирсона X типа, другие кривые из системы кривых Пирсона и т. д. Наш опыт показывает, что, как и следовало ожидать, в случаях удовлетворительного согласования эмпирических выборок и теоретических аппроксимирующих законов самые различные типы кривых дают совпадающие расчетные данные. Некоторые результаты, полученные автором, приводятся в пп. 4.2 и 5.1.

### 1.3. Проблематика задач достоверной оценки климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок в горных районах

Сооружаемые объекты могут располагаться в самых различных частях горных регионов: на обжитых предгорных равнинах и днищах межгорных впадин, в узких склоновых долинах и ущельях, на склонах и в гребневых зонах хребтов. Освещенность метеорологическими данными и климатическая изученность мест строительства объектов в пределах даже одного горного региона совершенно различны. Основная часть ГМС горных районов располагается в предгорных равнинах и днищах низкогорных впадин (70—90 %). Гидрометстанции часто встречаются в узких склоно-

вых долинах, по которым проходят автодороги, а также в среднегорных и высокогорных котловинах, являющихся центрами животноводства.

Иное дело открытые участки склонов и гребни хребтов. Здесь имеются буквально единичные ГМС, данные которых в лучшем случае могут дать представление лишь о фоне возможных максимальных скоростей ветра и гололедных отложений. Например, на Тянь-Шане это ГМС Курдай (1,15 км) и Аксуран (1,23 км; закрыта), расположенные на низкогорных хребтах; на Памиро-Алае ГМС Анзоб (3,37 км) и Джизакский перевал (0,79 км; закрыта). На Кавказе к таким станциям относится Казбег высокогорная (3,65 км), в Карпатах — Пожижевская (1,43 км), на Урале — Таганай гора (1,11 км). Общее количество открыто расположенных склоновых и гребневых ГМС в нашей стране не достигает 20, и они имеются не в каждом горном регионе. Понятно поэтому насколько трудна достоверная оценка максимальных скоростей ветра и гололедных отложений для открытых участков склонов и гребней хребтов. Тем не менее на практике эти задачи приходится решать часто. Особенно это относится к трассам ВЛ, которые могут проходить через совершенно неизученные и не освещенные данными ГМС горные районы. Так, например, трасса ВЛ Токтогульская ГЭС — Фрунзе на протяжении примерно 200 км пересекает семь перевалов с высотными отметками до 3,5 км.

Для практического использования наиболее удобны крупномасштабные карты нормативных скоростей ветра и стенок (масс) гололедных отложений (М 1 : 500 000 и крупнее). Построение таких карт для горных районов требует особых методических работ и климатических обобщений, учитывая исключительную сложность горной орографии и климатических режимов, а также острую недостаточность исходных данных.

Возникают следующие задачи методического характера, от успешного решения которых зависит как достоверность карт, так и любых других практических решений [109—112, 114]:

1) разработка принципиальной модели климатических типизаций горных территорий по максимальным скоростям ветра и гололедным отложениям для использования ее в качестве основы при районировании;

2) определение метода построения высотных зависимостей скоростей ветра и гололедных отложений в условиях разновысотных и различно расположенных хребтов, без чего невозможна оценка нагрузок на склонах;

3) создание системы коэффициентов пересчета скоростей и гололедных отложений на требуемые нормативные условия (высоту, диаметр провода и др.) для учета специфики климатических условий горных районов;

4) разработка методики проведения статистического анализа результатов гололедно-ветровых микросъемок неосвещенных данными ГМС территорий, материалы которых очень часто являются основными или даже единственными для климатического анализа;

б) уточнение методов формирования исходных рядов ГМС и выравнивания эмпирических распределений теоретическими законами, что позволяет более корректно решать эти статистические задачи.

Перечисляя задачи, мы расположили их в порядке принципиальной важности. В книге они рассматриваются в иной последовательности в соответствии с ее логическим построением.

В настоящее время и в ближайшем будущем (10—20 лет) построение детальных климатических карт ветровых и гололедных нагрузок и любые другие формы их практической оценки невозможны без разработки принципиальной модели климатических типизаций горных территорий, которая бы качественно учитывала основные режимные закономерности в системе горный рельеф — климатические условия [108]. Необходимость в такой модели диктуется крайней малочисленностью исходных данных, относящихся к склонам, которые занимают основную часть горных территорий.

Не менее важной задачей методического характера является разработка метода построения высотных зависимостей ветровых и гололедных нагрузок. Влияние микрорельефных условий на максимальные скорости ветра и гололедные отложения является определяющим. Поэтому четко выраженные высотные зависимости наблюдаются только для орографически незащищенных участков склонов хребтов, т. е. для определенных типов орографических условий. Ограниченность исходных данных обуславливает зачастую необходимость построения высотных зависимостей не для отдельных типов условий, а для их родственных групп, относящихся к различным хребтам. Здесь требуется введение преобразованных высот, которые названы нами приведенными, чтобы построить обобщенные зависимости для групп разновысотных хребтов, удовлетворяющих условию примерного равенства климатических параметров отдельно в их гребневых зонах и в зонах подножия [114].

В СНиП и ПУЭ используется единая для территории СССР система нормативных коэффициентов пересчета параметров нагрузок от их значений, измеряемых на ГМС, на требуемые высоты, диаметры проводов и др. (табл. 1.1, 1.2, 1.5). Несомненно, что систему эту целесообразно уточнить и дифференцировать для горных районов с их специфическими орографическими и климатическими условиями. Наиболее надежное решение может быть получено только в результате проведения специальных экспериментов, требующих больших усилий и времени [112].

Многие важные задачи не удалось бы успешно решить, если бы не были получены дополнительные материалы гололедно-ветровых микросъемок, требующие особых методов анализа [110]. К ним прежде всего относится решение вопросов достоверной оценки высотных зависимостей нагрузок и фоновых оценок максимальных скоростей ветра и гололедных отложений для склонов и гребней хребтов горных стран. Кроме того, было бы невоз-

можно решить аналогичные вопросы при проектировании конкретных сложных горных трасс ВЛ, таких, как Токтогульская ГЭС—Фрунзе, Токтогульская ГЭС—Андижан, Нурекская ГЭС Бегават и др. [88]. По-видимому, проведение гололедно-ветровых микросъемок потребуются и в дальнейшем, хотя бы в отдельных случаях.

Менее важным является вопрос аппроксимации эмпирических распределений, хотя бы по той причине, что по нему имеется значительная литература. Наиболее обстоятельно этот вопрос рассмотрен в книге Л. Б. Гарцмана [32]. Все же автор счел полезным обобщить накопленный им опыт и в этом вопросе и внести уточнения в процессе формирования исходных рядов ГМС и получения для них рассчитанных оценок скоростей и гололедных отложений.

Несомненно, что перспективным является вопрос разработки автоматизированных процессов определения расчетных климатических условий на основе специализированных банков климатических данных и пакетов программ статистического анализа. Полученный на сегодняшний день опыт по разработке такого процесса для территории Средней Азии приведен в п. 5.6 [123]. Разумеется, создание таких автоматизированных процессов для горных территорий обусловлено спецификой горных регионов. Напротив, для равнинных территорий они должны быть значительно проще. Переход к автоматизированным процессам будет соответствовать современным технологическим методам оценки расчетных нагрузок и возможен прежде всего на базе обобщения климатических сведений о закономерностях режимов сильных ветров и гололедных отложений в условиях выраженного рельефа.



## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЛИЯНИЯ ВЫСОТЫ И РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ НА РЕЖИМ СИЛЬНЫХ ВЕТРОВ И ГОЛОЛЕДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### 2.1. Общность орографического строения горных территорий

По своему физико-географическому положению, орографии и высотным отметкам горные районы СССР крайне разнообразны. Наиболее высокие горы южного пояса — Кавказ, Тянь-Шань и Памиро-Алай — имеют характерные высоты гребневой линии от 3 до 4,0—4,5 км, отдельные вершины поднимаются до 5—7 км. Украинские Карпаты, Урал, Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы намного ниже — их характерные высоты хребтов достигают 1 км, а самые высокие вершины — 1,5—2,0 км. Промежуточное положение занимают Алтай, Саяны и горы Восточной Сибири с типичными высотами гребневой линии до 2—3 км и наибольшими высотными отметками 3,0—4,5 км. Наконец, имеются многочисленные возвышенности, плато, нагорья, отроги и низкие останцовые горы с относительными высотами всего от 50—100 до 1000 м.

Исключительная сложность орографии и большой диапазон высотных отметок названных горных систем и возвышенностей могут создать впечатление невозможности системного подхода при их климатическом районировании по ветровым и гололедным нагрузкам (а также по другим метеорологическим величинам). Однако при более внимательном изучении орографии и ее влияния на режим сильных ветров и гололедных отложений оказывается вполне возможным типизировать самые различные горные территории, основываясь на общности как в орографическом строении различных горных районов, так и на взаимосвязи системы горный рельеф—климат.

Общность орографического строения выражается в том, что любой горный регион может быть описан или представлен весьма ограниченным набором основных форм макро-, мезо- и микро-рельефных условий, отражающих качественно и количественно специфику ветровых и гололедных режимов. Предлагаемый трехступенчатый масштабный подход (макро—мезо—микро) характеризуется следующим.

По характеру расположения основных системообразующих цепей все горные регионы можно разделить на три группы: 1) периферийные хребты располагаются так, что блокируют с внешней стороны значительную часть внутренней территории; 2) горные цепи проходят примерно параллельными грядами (также одиноч-

ные цепи); в этом случае блокированные внутренние области вырождаются или отсутствуют; 3) горные хребты расходятся веерообразно, блокированные внутренние области вырождаются в отдельные участки (котловины, степи и др.).

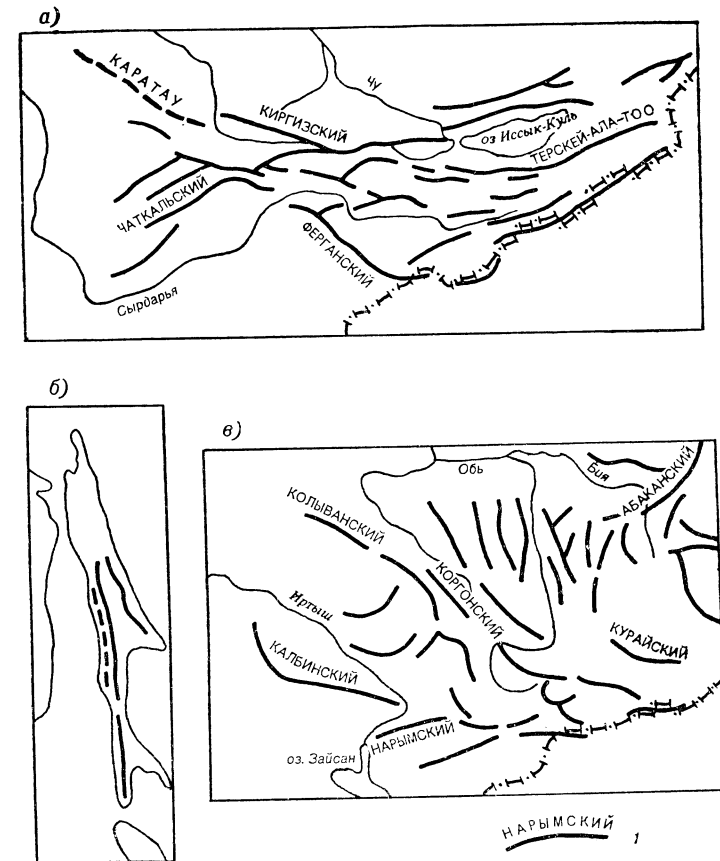


Рис. 2.1. Картограммы орографического строения гор Тянь-Шаня (а), Сахалина (б) и Алтая (в).

1 — направления и названия хребтов.

На рис. 2.1 показаны все три случая расположения основных горных цепей на примере Тянь-Шаня, Алтая и Сахалина.

В горной метеорологии давно установлен факт усиления атмосферных процессов на наветренных склонах гор и их ослабление на подветренных. В связи с этим совершенно четко разделяется два типа макрорельефа (макроположения) с различными климатическими условиями: 1) внешние, или периферийные, открытые районы и 2) внутренние, блокированные со всех сторон

горными цепями. Внешние склоны периферийных хребтов в основном являются наветренными. За гребнями периферийных хребтов лежат климатически резко контрастирующие блокированные и поэтому более континентальные внутренние области. Граница между внешними и внутренними областями может быть проведена по гребневой линии периферийных хребтов, т. е. по линии ниже гребня на 200—500 м по внутренним склонам. Особенно высокие хребты внутренних областей могут быть выше уровня блокирующих горных цепей. Эти хребты в гребневых зонах по условиям орографии примерно аналогичны внешним хребтам. Линейный масштаб макрообластей составляет от сотен километров до 1000—2000 км.

Характерные формы строения поверхности горных территорий можно описать тремя типами мезорельефных условий, имеющих линейные размеры от десятков до сотен километров: 1) предгорные равнины, располагающиеся у подножий хребтов и имеющие ширину до 30—50 км; 2) днища обширных межгорных впадин (котловин); 3) собственно склоны хребтов. Именно из этих блоков в мезоплание построен любой горный регион. Дополнительно следует еще учесть вертикальную протяженность хребтов, т. е. их относительные высоты. Тогда последний тип мезорельефа подразделяется на подтипы: склоны низких возвышенностей, гор и отрогов периферийных хребтов; склоны высоких (основных) периферийных хребтов; склоны внутренних хребтов ниже уровня блокировки внешними цепями (закрытые, или блокированные, склоны); склоны внутренних хребтов выше уровня блокировки внешними цепями (открытые склоны).

В горной климатологии исключительно большую роль играют многообразные микрорельефные условия. Во многих случаях они полностью затушевывают закономерные высотные изменения параметров. Их основная роль сводится к созданию орографической (механической) защищенности различными складками местности. Это узкие склоновые долины, ущелья, саи, пади и т. д. (в разных регионах они имеют различные названия). Сюда же следует отнести защищенность, создаваемую строениями, насаждениями, лесом и др. Вертикальный масштаб микрорельефных складок составляет от десятков метров до 1—2 км, а горизонтальная протяженность колеблется от сотен метров до нескольких километров или даже до десятков километров (последнее относится, например, к узким склоновым долинам). При описании микрорельефных условий можно ограничиться всего четырьмя типами, характеризующими степень местной защищенности внутри мезорельефных форм: 1) незащищенные участки предгорных равнин и днищ межгорных впадин; 2) защищенные участки предгорных равнин и днищ межгорных впадин; 3) незащищенные участки склонов хребтов (гребневые зоны основных и боковых водоразделов); 4) защищенные участки склонов хребтов (зона тальвегов узких склоновых долин и др.). Обращаем внимание на то, что для микрорельефа использован термин «защищенные участки», тогда как

для территорий, блокированных горными цепями, — термин «внутренние области». В дальнейшем будем придерживаться именно этой терминологии.

Что касается морфометрических критериев местной защищенности, то они устанавливаются на основании конкретных режимных проработок и для максимальных скоростей и гололедных отложений составляют около 100—150 м относительной высоты.

К перечню типов макро-, мезо- и микрорельефных условий следует добавить еще один обобщенный тип — локальные районы с местным орографическим усилением буревых и гололедных процессов. Этот тип условий относится к микромасштабному строению или отражает детали мезорельефных условий (например, узкие горла обширных котловин). Поэтому его целесообразно рассматривать как особый тип микрорельефных условий.

Рассмотренная масштабная общность орографического строения горных регионов позволяет выявить главные закономерности режима сильных ветров и гололедных явлений и может послужить основой для разработки принципиальной модели климатических типизаций горных территорий по максимальным скоростям ветра и гололедным отложениям.

## 2.2. Освещенность метеорологическими данными различных высотных зон и форм горного рельефа

Сеть метеорологических горных станций по территории регионов размещена неравномерно. В основном она сосредоточена в промышленных районах, зонах земледелия, животноводства и транспортных магистралей. Для того чтобы обеспечить полную освещенность метеоданными территории горной страны, необходимо, чтобы этими данными были освещены все типы орографических условий, рассмотренных в п. 2.1. К сожалению, до сих пор значительная часть горных территорий не освещена или почти не освещена метеорологическими данными. Этот пробел не может быть восполнен увеличением длительности наблюдений имеющейся сети и сохранится на ближайшие десятилетия, пока не будет решена проблема автоматизации наблюдений.

В качестве примера в табл. 2.1 приведены данные о расположении метеорологической сети на территории Тянь-Шаня, Памиро-Алая, промышленной зоны Урала (Пермская, Свердловская, Челябинская области и Башкирская АССР) и Сахалина. Как видно из таблицы, лучше всего (30—75 % ГМС) метеоданными освещены предгорные равнины. Для Сахалина это узкая полоса прибрежных низменностей. Относительно хорошо освещены также днища обширных межгорных впадин (20—40 % ГМС), где находятся сельскохозяйственные или промышленные зоны. Примерно 5—25 % ГМС приходится на узкие склоновые долины, по которым проходят основные автомагистрали. В гребневой зоне и на незащищенных участках склонов хребтов во всех горных регионах



Таблица 2.1

Число станций (%), расположенных в различных орографических условиях на территории Тянь-Шаня, Памиро-Алая, Урала и Сахалина

Тип орографических условий	Тянь-Шань	Памиро-Алай	Урал	Сахалин
Предгорные равнины (прибрежная низменность)	31	34	62	76
Межгорные впадины	39	36	26	18
Узкие склоновые долины	24	25	10	6
Перевалы	6	5	2	

имеются лишь единичные ГМС. То, что на Тянь-Шане и Памиро-Алае число таких станций составляет около 5 %, объясняется прохождением автодорог через ряд сложных перевалов и необходимостью их метеорологического обслуживания. Большинство ГМС располагается в условиях защищенного микрорельефа. Но на Сахалине, например, нет ни одной ГМС даже на защищенных участках гребневых зон хребтов.

Что касается степени освещенности различных высотных зон, то тут надо учитывать как фон абсолютных высот, так и физико-географическое положение региона. Например, на Сахалине подножия хребтов практически находятся на уровне моря, на Урале они располагаются на высоте 200—300 м, а на Тянь-Шане и Памиро-Алае — на высоте 500—1200 м. Из табл. 2.2 видно, что около 50 % ГМС находится в зоне ниже подножий хребтов. На Сахалине и Урале с характерными высотами хребтов до 1 км практически отсутствуют станции на высотах выше 300 и 700 м. На Тянь-Шане и Памиро-Алае, где гребневая линия основных хребтов соответствует высотам 3—4 и 3,0—4,5 км, число станций с высотой равномерно уменьшается — от 27 % в зоне 1—2 км до 10 % в зоне 3,0—3,5 км. Самыми высокогорными станциями здесь являются Тянь-Шань (3,61 км) и Ледник Федченко (4,17 км), а на Кавказе — Казбегн высокогорная (3,65 км) и Эльбрус (4,2 км).

Таблица 2.2

Число станций (%), расположенных в различных высотных зонах Тянь-Шаня, Памиро-Алая, Урала и Сахалина

Высота, км	Тянь-Шань	Памиро-Алай	Высота, км	Урал	Высота, м	Сахалин
До 1,0	43	48	До 0,3	52	0—25	58
1—2	27	27	0,3—0,5	34	25—50	20
2—3	19	15	0,5—0,7	13	50—100	13
3—4	11	9	Более 0,7	1	100—200	7
Более 4	—	1			200—300	2

Горные районы Алтая, Саян, Полярного и Приполярного Урала, Восточной Сибири, Приморского края и Камчатки по сравнению с данными метеорологических станций Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Кавказа освещены значительно хуже. Здесь практически отсутствуют ГМС, расположенные на незащищенных участках склонов и в гребневой зоне хребтов.

Все это создает большие трудности в изучении режима сильных ветров и гололедных отложений в горных районах. При этом целый ряд вопросов вообще невозможно решить без организации специальных натурных экспериментов.

### 2.3. Климатическая характеристика режима бурь в горных районах

Рассмотрим влияние рельефа и высоты места на режим бурь, основываясь на общности орографического строения горных регионов (п. 2.1). Под бурей здесь понимается усиление средней двухминутной скорости ветра до 15 м/с и более. Наблюдения за бурями как явлением бурного ветра на метеорологической сети СССР велись до 1969 г. Наиболее детальные исследования режима бурь имеются по Кавказу [99], Тянь-Шаню [116], Памиро-Алаю [156], Карпатам [82] и Алтаю [150].

В табл. 2.3 приведены обобщенные фоновые оценки основных режимных характеристик бурь для континентальных горных районов Азиатской части СССР (АЧС). Как видно из таблицы, низкая интенсивность бурь наблюдается в предгорных равнинах и днищах межгорных впадин периферийных открытых районов и внутренних горных областей. Средняя годовая частота бурь здесь составляет 10—20, а ее максимальное значение в отдельные годы достигает 30—40. Максимум в годовом ходе соответствует летнему периоду, что указывает на связь между возникновением бурь и развитием грозовой деятельности. Средняя длительность бурь мала — 1—3 ч, а максимальная составляет 4—6 ч. Преобладающие направления ветра — западное и восточное, а также «от хребта». Последнее связано с развитием орографических волн [25]. В этих случаях ветер в нижней и средней тропосфере направлен поперек хребта и имеет скорости более 10—15 м/с. Максимальные зарегистрированные скорости ветра не превышают 25—30 м/с. Исключение представляют районы местных орографических усиления ветра (см. п. 2.4).

Наиболее низкая интенсивность бурь наблюдается в узких и извилистых склоновых долинах, когда превышение бортов достигает 100—150 м и выше, а ширина долин в нижней части составляет не более 1—2 км (обычно сотни метров). Этим орографическим условиям соответствует нижний предел оценок табл. 2.5 для склонов всех хребтов независимо от их высоты, ориентации и местоположения. Если условия орографической защищенности долин бортами сохраняются, то интенсивность бурь также не зависит от

Обобщенные фоновые оценки режимных характеристик бурь для континентальных горных районов АЧС

Тип орографических условий	Частота, дни		Тип годового хода	Продолжительность бурь, ч		$v_{\text{макс}}$ м/с	Основное направление ветра
	$\bar{n}_{\text{год}}$	$n_{\text{макс}}$		$\bar{t}$	$t_{\text{макс}}$		
Периферийные открытые районы							
Предгорные равнины	10—20	30—40	4	1—3	4—6	25—30	З, В, от хребта
Днища межгорных впадин	10—20	30—40	4	1—3	4—6	25—30	В зависимости от ориентации хребта
Склоны низких хребтов, отрогов и гор	10—50	20—100	1—4	1—24	4—120	20—50	Поперек хребта
Склоны основных высоких хребтов	10—50	20—100	1—4	1—24	4—120	20—50	З, ЮЗ, Ю, вниз по долине
Внутренние области ниже и выше уровня блокировки							
Днища межгорных впадин	10—15	20—35	4	1—3	4—6	25—30	В зависимости от ориентации хребта
Закрытые склоны ниже уровня блокировки	10—20	20—40	1—4	1—4	4—10	20—30	З, ЮЗ, Ю, вниз по долине
Открытые склоны выше уровня блокировки	10—50	20—100	1—4	1—24	4—120	20—50	З, ЮЗ, Ю, вниз по долине

Примечание. Тип годового хода: 1 — с двумя максимумами весной и осенью; 2 — с одним максимумом в холодный период; 3 — ровный ход; 4 — с максимумом в теплый период.

того, где находится станция — в нижней, средней или верхней части долины, т. е. влияние микрорельефной защищенности полностью перекрывает влияние высоты, местоположения и других факторов.

Напротив, на орографически незащищенных участках склонов (гребни боковых водоразделов) интенсивность бурь возрастает от значений оценок, характерных для подножий (т. е. предгорных равнин и днищ котловин), до верхних пределов, указанных в табл. 2.5. Здесь обращает на себя внимание очень важная закономерность: фоновые оценки в периферийных открытых районах примерно одинаковы для гребневой зоны как низких хребтов, отрогов и гор, так и основных высоких хребтов, превышающих их по высоте в два-три раза и более. Эти выводы справедливы для горных районов в целом, а не только для их континентальной группы. Они подтверждаются также результатами исследований для Карпат [68, 82], Урала [48], Алтая [150], Памиро-Алая [156, 157], Тянь-Шаня [116], Кавказа [1, 99], Сахалина [122], Приморского края и Камчатки [3]. Например, по данным авторов перечисленных работ, максимальные скорости ветра, вероятные один раз в 10 лет, по гребневым ГМС, имеющим высоты от 0,44 до 3,65 км, находятся в пределах 40—60 м/с и равны:

Станция	Регион	$v_{\text{макс}}$ м/с
Пожижевская (1,43 км)	Карпаты Кавказ	59
Мархотский перевал (0,44 км)		55—60
Казбегни высокогорная (3,65 км)	Кавказ	55
Полудов Камень (0,59 км)	Урал	40
Таганай гора (1,11 км)	Урал Памир	52
Джизакский перевал (0,79 км)		43
Анзобский перевал (3,37 км)	Памир	43
Холмский перевал (0,42 км)	Сахалин	36—40*
Подсека (1,0 км)	Сахалин	43*

Примечание. Звездочкой отмечены экспедиционные данные.

Действительно, можно считать, что максимальные скорости ветра (а также и другие характеристики бурь) в первом приближении равны в гребневых зонах периферийных хребтов, имеющих самые различные абсолютные высоты, когда относительная высота их гребней составляет примерно 300 м и более. Это тем более справедливо, что расчеты выполнены различными авторами по разным методикам и периодам наблюдений.

Усредненные режимные характеристики бурь для Тянь-Шаня

Тип орографических условий	Частота, дни			Продолжительность бурь, ч		
	$\bar{n}_{\text{год}}$	$C_n$	$n_{\text{макс}}$	$\bar{t}$	$C_t$	$t_{\text{макс}}$

## Внешние области Северного и Западного Тянь-Шаня

1. Предгорные равнины	5—15	0,5—0,8	25—30	1,5—3,0	0,8—1,2	6—12
2. Днище Ферганской котловины	5—20	0,4—0,7	25—30	1,5—3,0	0,8—1,2	6—12
3. Днища других котловин	3—10	0,5—1,2	15—20	1,0—2,5	0,8—1,2	4—10
4. Пригребневая зона тальвегов низких гор и отрогов	15—20	0,4	25—30	15—20	1,0	50—60
5. Гребни низких гор	30—50	0,4	60—80	15—20	1,0	60—80
6. Тальвеги узких склоновых долин высоких хребтов	2—5	0,8—1,2	10—15	1,0—2,0	0,8—1,2	4—8
7. Пригребневая зона тальвегов	8—20	0,8—1,1	30—40	2—10	0,8—1,2	8—40

## Внутренние блокированные области Тянь-Шаня

8. Днища межгорных впадин	5—15	0,5—1,0	25—30	1,0—2,0	1,0—1,2	4—8
9. Тальвеги узких склоновых долин	1—3	1,0	5—7	0,5—1,0	1,0	2—4
10. Незащищенные участки склонов и перевалы	5—15	0,8—1,3	25—30	1,5—3,0	1,0	6—12

Примечание. Здесь  $C$  — коэффициент вариации.

Во внутренних горных областях на склонах выше уровня блокировки внешними горными цепями следует ожидать примерно ту же интенсивность бурь, что и на склонах внешних хребтов (см. последнюю строку табл. 2.3). К сожалению, на горной территории АЧС нет ни одной открыто расположенной ГМС и этот вывод основывается на предположениях и на немногочисленных экспедиционных данных по Памиро-Алаю [156].

На склонах внутренних хребтов ниже уровня блокировки интенсивность бурь мала и лишь незначительно превышает характерную для днищ межгорных впадин. В узких склоновых долинах имеет место самая низкая интенсивность буревой деятельности.

Рассмотрим в качестве примера режим бурь на территории самых высокогорных регионов СССР — Тянь-Шаня и Памиро-Алая.

Из всех статистических характеристик бурь (частота, длительность, максимальная скорость ветра и др.) только температура воздуха оказалась достаточно тесно связанной с высотой места. Это объясняется ослаблением влияния рельефа на температурные условия при бурях вследствие сильной механической турбулизации нижних слоев воздуха. Так, точечные оценки коэффициентов корреляции между высотой и средней температурой буревых периодов ( $\bar{T}$ ), а также средними квадратическими отклонениями температур ( $\sigma_T$ ) имеют величины около 0,8 и значимы с вероятностью 0,95.

Уравнения регрессий имеют вид:

$$\bar{T} = -5,32z + 21,1 \pm 3,9, \quad (2.3.1)$$

$$\sigma_T = -0,98z + 9,9 \pm 1,7, \quad (2.3.2)$$

где  $z$  — высота места, км.

Оценку квантильных значений температуры воздуха при бурях можно для многих практических целей (например, для расчета пролетов ВЛ) сделать, исходя из нормального приближения

$$T_P = \bar{T} \pm t_P \sigma_T, \quad (2.3.3)$$

где  $T_P$  — квантиль температуры;  $t_P$  — квантиль стандартного нормального распределения ( $P=0,683$ ,  $t_P=1,0$ ,  $P=0,955$ ,  $t_P=2,0$ ;  $P=0,997$ ,  $t_P=3,0$ ). Например, с вероятностью около 0,95 максимальная температура воздуха на уровне 1 км будет не выше  $34^\circ\text{C}$ , а минимальная — не ниже  $-5^\circ\text{C}$ . На уровне 3 км эти оценки будут равны 19 и  $-11^\circ\text{C}$ .

В табл. 2.4 и 2.5 приведены статистические оценки годовой частоты и длительности бурь по типам орографических условий для Тянь-Шаня и Памиро-Алая [116, 156]. Максимальные значения частоты и длительности бурь соответствуют обеспеченности 0,95. Данные этих таблиц хорошо подтверждают общие закономерности режима бурь и одновременно отражают конкретные особенности регионов. Четко прослеживается отсутствие высотной зависимости частоты и длительности бурь для тальвегов узких

склоновых долин. Увеличение значений этих характеристик начинается с пригребневой зоны. Причем для подветренных склонов эта зона шире — гребень 500 м, чем для наветренных — гребень 200 м.

Однако для незащищенных участков склонов, как низких отрогов и гор (1,0—1,5 км, Чу-Илийские, Каратау, Нуратау и др.), так и периферийных хребтов с высотами гребневых линий до 3—4 км, наблюдаются хорошо выраженные высотные зависимости частоты, длительности бурь и максимальных скоростей ветра. Если в зоне подножий оценки средних годовых частот и длительностей составляют около 5—15 случаев и 1,5—3,0 ч, то в зоне гребней они возрастают до 40—60 случаев и 10—20 ч. При этом, как на гребнях низких отрогов, так и на гребнях высоких хребтов, скорости ветра по фактическим (флюгерным) данным возрастают до 40 м/с и более. Подробнее этот вопрос рассмотрен в главах 4—6.

Таблица 2.5

## Усредненные режимные характеристики бурь для Памиро-Алая

Тип орографических условий	Частота, дни		Продолжительность бурь, ч	
	$n_{\text{год}}$	$n_{\text{макс}}$	$t$	$t_{\text{макс}}$
Внешние области Гиссаро-Алая				
Предгорные равнины	5—10	15—25	1,5—3,5	5—12
Днища котловин	3—10	15—25	1,0—2,5	4—10
Тальвеги узких долин низких отрогов Актау, Нуратау и др.	5—10	10—20	1,0—3,0	4—10
Пригребневая зона тальвегов	10—15	20—40	4—6	8—15
Гребни низких отрогов	40—60	80—120	5—10	15—30
Тальвеги узких склоновых долин высоких хребтов	3—7	10—20	0,5—2	4—8
Пригребневая зона тальвегов	15—25	30—50	5—10	15—25
Гребни высоких хребтов	40—60	80—120	5—10	20—30
Внутренние блокированные области Памиро-Алая				
Днища котловин	5—10	15—25	1—3	4—12
Тальвеги узких склоновых долин	2—5	7—15	0,5—1	2—5
Незащищенные участки склонов и перевалы	10—20	30—40	2—3	5—10

Внутренние области, в том числе склоны и гребневая зона хребтов, если они ниже уровня блокировки, не отличаются заметным повышением интенсивности буревой деятельности. Бури особенно редко наблюдаются в узких защищенных склоновых долинах внутренних областей (1—5 случаев в году).

На рис. 2.2 показаны гистограммы сезонного хода бурь и розы ветров при бурях по отдельным станциям Тянь-Шаня, расположенным в разных орографических условиях. Хорошо видно, что для предгорных равнин и днищ котловин характерен сезонный ход с максимумом повторяемости в весенне-летний период. Напротив, в пригребневых зонах и на перевалах наблюдается ровный ход бурь или с максимумом повторяемости в холодный период.

Режим максимальных скоростей ветра в Украинских Карпатах и на Кавказе в основном совпадает с рассмотренным выше [82, 99]. Однако по Кавказу имеются и заметные различия в частоте, длительности бурь и максимальной скорости ветра в зоне побережий, на Северном Кавказе и в долинах Куры и Риони, где значения этих характеристик значительно выше. Это объясняется физико-географическим положением Кавказа — с двух сторон (с запада и востока) он ограничен морями.

Интересно сравнить характеристики режима бурь по континентальной группе горных регионов с данными для Сахалина. Под-

ножие гор здесь вплотную подходит к побережью, так что прибрежная зона представляет собой узкую полосу шириной от 1 до 10 км.

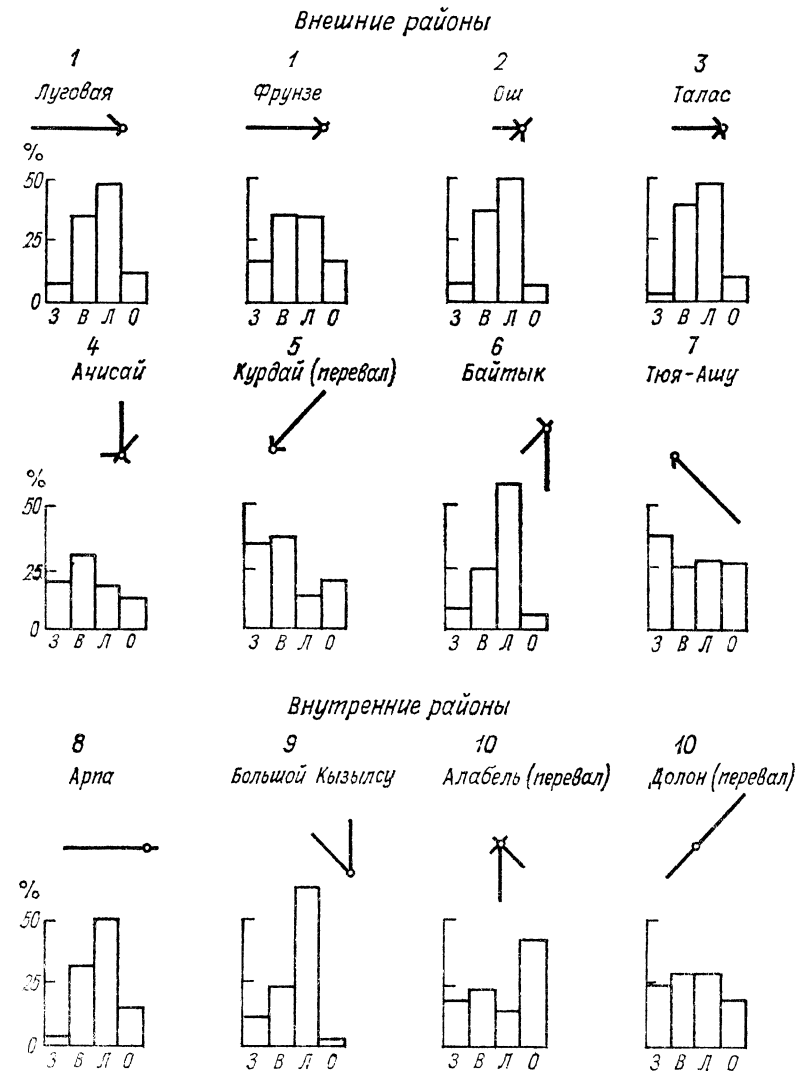


Рис. 2.2. Гистограммы сезонного хода бурь (зима, весна, лето, осень) и розы ветров при бурях для метеостанций, находящихся на территории Тянь-Шаня в различных орографических условиях.

Цифры 1—10 означают тип орографических условий (см. табл. 2.4).

Как видно из табл. 2.6, на открытых мысах наблюдается в среднем до 90—130 бурь в году, а максимальное их число в отдельные годы достигает 160. В прибрежной зоне западного



побережья  $\bar{n}=40\ldots 60$ , а  $n_{\text{макс}}$  достигает 80—95. На восточном побережье эти значения меньше:  $n=30\ldots 40$ ,  $n_{\text{макс}}$  до 60.

Всюду на побережье по флюгерным данным скорости ветра достигают или даже превышают 40 м/с. Все же на восточном побережье они несколько ниже, чем на западном. Однако вне пределов побережий в обширных межгорных Тымовской и Поронайской долинах интенсивность буревой деятельности снижается до типичных для этого типа орографических условий значений в континентальных горных районах:  $\bar{n}=5\ldots 10$ ,  $n_{\text{макс}}=10\ldots 20$ ,  $v_{\text{макс}}=20\ldots 28$  м/с.

Таблица 2.6

Усредненные режимные характеристики бурь для Сахалина

Станция	Частота, дни		Сезонный ход, %				$v_{\text{макс}}$ м/с
	$\bar{n}_{\text{год}}$	$n_{\text{макс}}$	зима	весна	лето	осень	
Мысы							
Елизаветы	106	132	43	20	10	27	40
Терпения	89	117	46	21	4	29	40
Крыльон	132	160	34	26	12	27	40
Западная прибрежная зона							
Погиби	46	78	33	23	19	25	40
Пильво	53	82	39	20	5	36	40
Холмск	57	95	34	29	9	28	40
Восточная прибрежная зона							
Чайво	37	62	46	22	2	30	34
Пограничное	11	27	53	21	3	23	40
Взморье	32	61	47	22	6	25	40
Корсаков	30	61	42	16	5	37	40
Межгорные долины и низменности							
Адо-Тымово	4	10	44	22	6	28	20
Кировское	6	17	37	41	7	16	24
Опор	6	14	41	27	3	29	28
Победино	8		53	28	1	18	28
Южно-Сахалинск	20	38	42	37	5	16	34

В Сусунайской низменности, занимающей промежуточное положение между побережьем и названными долинами, эти характеристики несколько выше (см. Южно-Сахалинск).

Максимум повторяемости сезонного хода бурь на Сахалине всюду приходится на зиму, а минимум — на лето. Преобладающее направление ветра зависит от очертания береговой линии и складок местности, но изменяется в основном от западной и северной

четвертей в зимний период до южной и восточной — в летний. Это связано с муссонным характером климатических условий Сахалина.

Краткий обзор режима буревой деятельности в горных районах убеждает в существовании генетически единых тесных взаимосвязей в системе макро-мезо-микрорельефные условия—климат, которые всегда должны быть отправным моментом в прикладных климатических исследованиях.

#### 2.4. Климатические признаки штормовых ветров, возникающих под влиянием орографии

Для горных районов является типичным развитие местных штормовых ветров, которые представляют собой локальные усиления в поле ветра направленной циркуляции, возникающие под влиянием орографии [25]. В «Словаре ветров» [135] приведен обширный перечень основных зон распространения таких ветров. Сведения о сильных ветрах можно найти также во многих оригинальных работах, относящихся к горным районам СССР [25, 34, 53, 55, 69, 81, 82, 98, 99, 105, 106, 113, 115, 116, 139, 150, 156, 158, 165, 169—175].

Несмотря на изученность многих местных ветров и знание метеорологических условий их возникновения (бораподобные ветры, фёны и др.), до настоящего времени все же нет достаточно полного описания орографических условий развития таких ветров. Автор сделал попытку систематизировать орографические условия местных штормовых ветров, характерных для континентальных горных районов, основываясь на имеющихся публикациях и на собственных исследованиях, относящихся прежде всего к горным районам Средней Азии. В основе систематизации лежит выделение наиболее характерных форм строения поверхности горных территорий. Поэтому данная систематизация может быть использована также для прогноза возникновения того или иного типа ветра в тех случаях, когда метеорологическая информация отсутствует.

Систематизация содержит 10 типов ветров. В ней наряду с описанием орографических условий приводятся данные о линейных масштабах складок местности что совершенно необходимо для надежного распознавания явления.

1. *Бораподобные ветры* — типичные условия их возникновения общеизвестны (см., например, [25]). В Средней Азии это улан и санташ в Иссык-Кульской котловине [55, 105, 106, 115, 145] (рис. 2.3 а).

2. *Ветры горных проходов* — возникают в различных по ширине горных проходах (от 2—4 до 20—30 км) в периферийных горных районах или среди всхолмленной местности (рис. 2.3 б). Горные цепи, отроги и гряды возвышенностей, расчленяемые проходом в своих средних частях, должны иметь протяженность в несколько

десятков или сотен километров и разделять значительные участки низменных территорий.

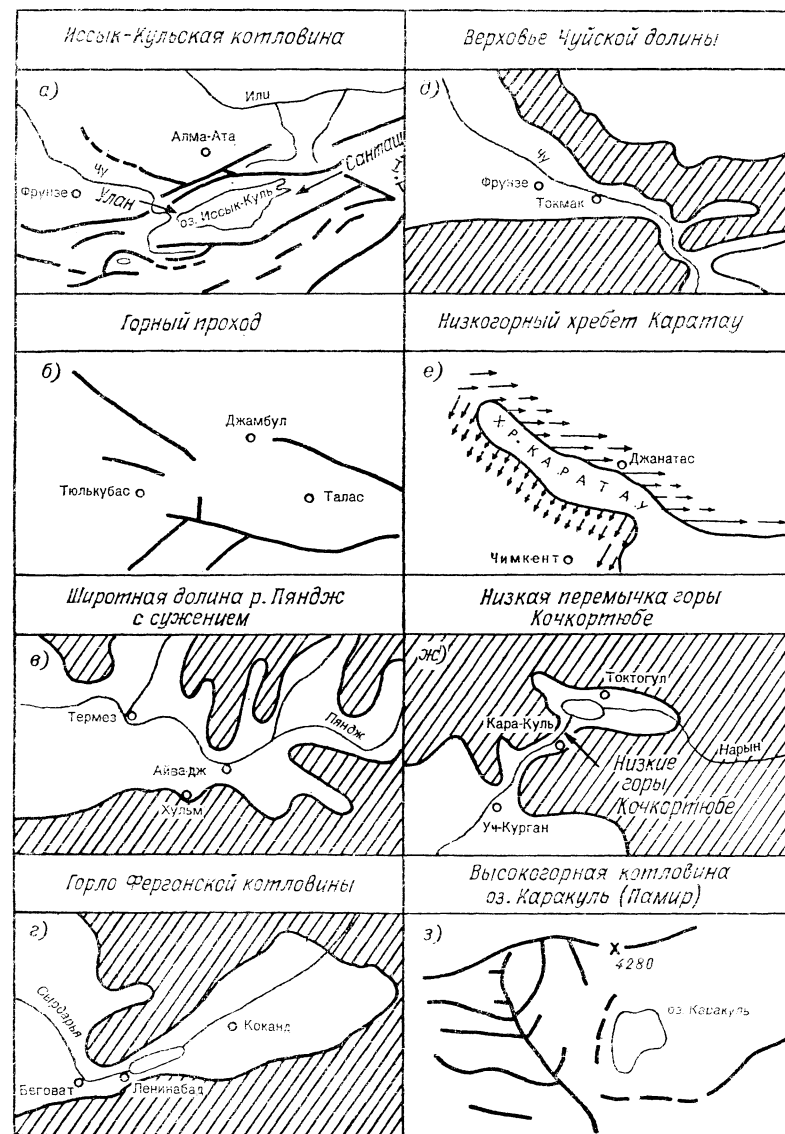


Рис. 2.3. Типы орографических условий, характерных для Тянь-Шаня и Памиро-Алая и приводящих к развитию местных штормовых ветров.

3. Ветры широтных долин — наблюдаются в периферийных горных районах, широтных и субширотных долинах крупных рек шириной от одного до нескольких десятков километров

(рис. 2.3 в). Часто в таких долинах имеется орографическое сужение, где отмечается ядро наиболее сильного ветра.

4. Ветры суженных гор котловин — развиваются при наличии обширных котловин, имеющих размеры в сотни километров, когда выход из котловины на равнинную территорию имеет ширину около 10—30 км (рис. 2.3 г).

5. Ветры устьевых частей склоновых долин — отмечаются в большинстве как узких (1—2 км), так и более широких (2—10 км и более) склоновых долин, имеющих любую ориентацию и выходящих либо в предгорные равнины, либо в обширные межгорные котловины (рис. 2.3 д). Однако не во всех случаях усиление скорости бывает значительным.

6. Ветры низких протяженных хребтов — возникают на хребтах, отрогах и грядах возвышенностей периферийных горных районов, если они имеют протяженность в сотни километров и более, а относительные высоты в несколько сотен метров и, видимо, не более 2 км (рис. 2.3 е). Ветры захватывают либо один, либо оба (поочередно) склона хребта и предгорные равнины в полосе до 10—30 км и более.

7. Ветры гребневой зоны высоких хребтов — наблюдаются непосредственно в зонах гребней, на перевалах, а также в пригребневых зонах подветренных склонов (гребень и на 300—500 м ниже) высоких периферийных хребтов и в аналогичных зонах на внутренних хребтах, превышающих уровень блокировки. Как правило, они связаны с усилением потоков в свободной атмосфере на этих высотах (см. п. 2.5).

8. Ветры низких перевалов — развиваются в зонах понижений — перемычек, когда они разделяют обширные котловины или долины рек (как внешних, так и внутренних областей горных районов) с интенсивными перетоками воздуха (рис. 2.3 ж).

9. Ветры высокогорных открытых котловин — наблюдаются в обширных котловинах и широких долинах внутренних высокогорных областей, когда наряду с большими абсолютными высотами их днщ отмечается слабая защищенность окружающими хребтами, имеющими малые относительные высоты (сотни метров) и общий сглаженный характер рельефа (рис. 2.3 з).

10. Ветры сложной орографической структуры — соответствуют условиям, когда взаимно накладываются две или даже более орографические причины, приводящие к совместному усилению местной буревой деятельности.

Как следует из предложенной классификации типов ветра, местные штормовые ветры наблюдаются преимущественно в периферийных областях горных районов, т. е. на стыке гор и равнин, где орографические контрасты особенно благоприятны для их развития. Характерными климатическими признаками местных ветров, кроме, разумеется, высоких скоростей, являются: 1) повышенная частота бурь и их малая межгодовая изменчивость с коэффициентами вариации 0.2—0.5 вместо 0.8—1.2 (см. табл. 2.4), характерными для других районов; 2) устойчивые

аномальные направления ветра; 3) повышенная длительность бурь по сравнению с характерной для окружающих районов; 4) как правило, особые типы годового хода: с одним максимумом в холодный период, с двумя максимумами весной и осенью, ровный ход; 5) пониженные температуры воздуха при бурях (для средних значений на 5—10 °С) и более широкий их диапазон за счет большой частоты бурь в холодный период.

В областях наибольшего развития местных ветров все их характерные климатические признаки проявляются совершенно четко. Лишь на границе зоны распространения или в случае слабых штормовых ветров отдельные признаки могут отсутствовать. Однако наличие хотя бы нескольких признаков говорит о более или менее развитых местных ветрах. Наиболее показательными климатическими признаками являются малый коэффициент межгодовой изменчивости частоты бурь (0,2—0,5), отсутствие летнего максимума в годовом ходе бурь и устойчивые аномальные направления ветра (в тех случаях, когда они не западной четверти).

К сожалению, в данной книге нет возможности подробно описать даже все ветры Средней Азии, которые известны по публикациям, а также выявлены при экспедиционных обследованиях и разработках крупномасштабных карт максимальных скоростей (см. главу 6). Тем более далеко не во всех случаях изучена их физическая природа и синоптико-метеорологические условия развития. Поэтому в табл. 2.7 приводится только перечень ветров Памиро-Алая и Тянь-Шаня [113, 116, 156—159] с указанием основных климатических характеристик (по данным ГМС и экспедиционных исследований, а также других работ, где они описаны [55, 81, 98, 165, 169, 170]). На рис. 2.3 для этих же регионов показаны типы орографических условий, приводящих к развитию штормовых ветров. Ниже кратко излагаются наиболее характерные особенности тех ветров, которые совсем или почти не описаны в литературе.

Ветры Тюлькубасского прохода (рис. 2.3 б) по линии Джамбул—Чимкент, имеющего сложную топографию, наблюдаются в виде отдельных ядер вдоль прохода. Но наибольшей силы (до 40 м/с) западные и юго-западные ветры достигают на северном выходе из прохода в районе Джамбула. На южном выходе, на участке Тюлькубас—Састобе, ветры имеют два противоположных направления — юго-западное и северо-восточное — и достигают 30 м/с. В районе Джамбула наблюдается наложение второго фактора: суженная горловина выхода из Таласской котловины. Поэтому ветры здесь значительно сильнее, чем в южной части прохода. Характерно, что в 15—20 км восточнее Джамбула местные ветры уже не прослеживаются.

Чуйская долина в своей верхней части переходит в четыре узких склоновых долины: Чолок, Малый и Большой Кемин, Боомское ущелье. Их устья и образуют начало Чуйской долины. По экспедиционным данным здесь наблюдаются восточные, юго-восточные ветры, имеющие скорости до 30—35 м/с и захватывающие

Таблица 2.7

Режимные характеристики местных штормовых ветров для Тянь-Шаня и Памиро-Алая

Местный ветер	Тип ветра	Частота, дни		Тип годового хода	Продолжительность случая, ч		Преобладающее направление	v <sub>макс</sub> м/с (флюгер)
		n <sub>год</sub>	n <sub>макс</sub> (P=0,95)		i	t <sub>макс</sub> (P=0,95)		
Тянь-Шань								
Улан	1	20—60	40—100	2—3	5—10	20—40	З, СЗ	30—40
Санташ	1	15—20	25—40	2—3	5—7	20—30	В, СВ	25—30
Ветры Тюлькубасского прохода	2	15—40	30—60	1—3	5—10	20—30	ЮЗ, СВ	30—40
Чиликский ветер	3	20—30	40—60	1	5—8	15—20	В, СВ	30—35
Урсатьевский ветер	4	20—40	40—70	2	5—16	20—65	В, ЮВ	30—40
Кокандец	4	20—40	40—70	1,3	5—10	20—40	ЮЗ, З	30—35
Ветры верховья Чуйской долины	5	20—30	40—50	1,3	3—5	10—20	В, ЮВ	30—35
Шамалдысайские ветры	5	10—20	35—40	1,3	3—5	10—20	С, СВ	25—30
Ветры Чу-Илийских гор (курдаиский)	6	20—40	50—75	1—3	5—20	20—65	СВ, В, ЮВ	30—40
Ветры северных склонов хр. Каратау	6	25—45	50—75	1,3	6—8	25—30	ЮЗ, З	30—40
Ветры южных склонов хр. Каратау	6	20—40	40—60	1,3	5—7	20—25	СВ, В	30—35
Кызылартский ветер	8	20—30					З	30—35
Кочкортюбинский ветер	8	30—40					СВ	30—40
Чокпарский ветер	10	30—40	50—75	1	10—20	40—65	В	35—40

Местный ветер	Тип ветра	Частота, дни		Тип годового хода	Продолжительность случая, ч		Преобладающее направление	v <sub>макс</sub> м/с (флюгер)
		n̄ год	n <sub>макс</sub> (P=0,95)		t̄	t <sub>макс</sub> (P=0,95)		
Памиро-Алай								
Ветры Гобдунского прохода	2	10—20	20—40	2	4—6	10—15	В, З	30
Кушрабатские ветры	3	10—15	20—40	2	4—6	10—15	ЮЗ, СВ	30
Каттакурганские ветры	3	20—30	50—70	2	3—5	7—10	СВ	30
Афганец	3	15—25	40—60	4	5—10	15—20	З, ЮЗ	30—40
Келифский ветер	3	30—50		1			В	30—40
Ветры других широтных долин	3	15—30	40—60	1,2	3—4	5—12	З, ЮЗ	25—30
Ветры боковых долин Пянджа	5	10—20	20—40	3	3—4	5—10	З, СВ, В	25—30
Ветры устьев склоновых долин Гиссаро-Алая	5	15—25	30—50	1,2	5—8	10—25	Вниз по долине	25—30
Ветры северных склонов хребта Нуратау (джилакский ветер)	6	15—25	30—50	2	4—6	10—15	ЮЗ, З	30—40
Гузарский ветер	6	15—20	30—50	2	5—7	10—15	ЮВ, В	30—35
Ветры гребневой зоны высоких хребтов	7	30—60	80—120	1—3	5—10	20—30	З, ЮЗ, Ю	35—45
Файзабадский ветер	8	10—15	30—50	2	15—20	40—70	СВ	30—40
Ветры высокогорных долин и котловин Памира	9	15—30	50—80	2—4	3—5	5—20	ЮЗ, Ю	25—30

Примечание. Тип годового хода: 1 — с одним максимумом в холодный период, 2 — с двумя максимумами весной и осенью, 3 — ровный ход, 4 — с максимумом летом.

район от выхода из Боомского ущелья до пос. Быстровка и несколько западнее. В Токмаке восточные ветры уже не превышают 10—15 м/с (рис. 2.3 д).

Ветры Чу-Илийских гор (понижающаяся цепь: хребет Жеты-жол — горы Кендыктас до оз. Балхаш) имеют северо-восточное, восточное и юго-восточное направления (от хребта), захватывают северо-западный склон и предгорную равнину на удалении в среднем до 10—20 км. В местах низких перевалов (Курдай и др.) и горного прохода (по линии Отар—Эспе) они приобретают дополнительное усиление (курдайский и чокпарские ветры). Здесь от ж.-д. ст. Эспе в форме струи они проникают в пустыню Мойын-кум до 100 км, достигая пос. Фурмановка. На северо-восточных склонах гор местные штормовые ветры обратных направлений не развиваются. Максимальные скорости ветров велики — 30—40 м/с.

В полосе северных предгорий хребта Каратау на запад от Джамбула наблюдаются сильные местные ветры западного и юго-западного (от хребта) направлений, достигающие 40 м/с и даже более (рис. 2.3 е). На руднике Аксай прибором М-12 зарегистрирована средняя 10-минутная скорость ветра, равная 40 м/с. Ядро особо сильных ветров наблюдается на участке оз. Бийликоль — г. Джанатас, где гребень хребта превышает подножие всего на 400—600 м. В районе пос. Май-Тюбе, где несколько лет работала одноименная ГМС, они известны как беркаринские ветры (по названию ущелья).

В полосе южных предгорий хребта Каратау (рис. 2.3 е), от Чимкента на запад до оконечности хребта, наблюдаются местные ветры обратных северо-восточных и восточных направлений (от хребта). Они менее интенсивны. Ядро наиболее сильных ветров (чокпакский ветер) наблюдается в зоне устья р. Арыстанды и прослеживается на юг до пос. Шаульдер. Здесь они достигают скоростей 30—35 м/с.

Природа ветров Чу-Илийских гор и хребта Каратау совершенно не изучена. Можно предполагать, что они связаны с возникновением значительных горизонтальных градиентов давления в нижних слоях атмосферы и возникновением орографических волн или роторных потоков на подветренных склонах. Не ясно, например, почему на хребте Каратау местные ветры возникают на обоих склонах, а на хребте Кендыктас (Чу-Илийские горы) только на западном склоне. В зимний сезон 1973-74 г. были проведены выборочные однопунктные шаропилотные наблюдения на перевале Курдай при сильных северо-восточных ветрах у поверхности земли (курдайский). В табл. 2.8 приведены результаты восьми выпусков, когда скорости по флюгеру были 10 м/с и более. В первой строчке дано направление ветра в градусах, во второй — его скорость от уровня флюгера до высоты 3 км.

Как видно, во всех случаях у земли северо-восточные потоки имеют струйный характер с максимумом скорости на уровне флюгера или в самом нижнем слое. С высотой происходит левый или



Таблица 2.8

Данные экспедиционных шаропилотных наблюдений на перевале Курдай  
(1,15 км, горы Кендыктас)

Дата		Высота над поверхностью земли, км							
		флюгер	0,05	0,15	0,25	0,35	0,45	1,0	3,0
12.01.1973	СВ	50	65	80	92	99	62	125	—
	10	11	13	6	3	3	1	6	—
30.03.1973	СВ	53	69	64	62	72	77	111	224
	10	10	12	11	12	6	3	2	8
25.01.1974	ВСВ	21	36	33	48	52	79	70	188
	20	18	20	14	7	6	6	6	8
8.02.1974	СВ	55	60	95	118	180	170	360	295
	16	16	10	6	2	2	2	2	4
28.03.1974	СВ	65	60	77	70	66	285	210	265
	10	10	13	11	3	2	2	2	10
10.04.1974	СВ	59	70	140	120	107	320	263	—
	12	12	6	5	3	2	5	7	—
12.04.1974	СВ	65	64	17	94	125	140	146	—
	14	13	15	13	6	4	8	7	—
16.04.1974	СВ	55	55	57	77	130	246	210	271
	16	12	13	6	3	2	3	4	6

правый поворот и переход к западным или близким к ним направлениям с одновременным первоначальным ослаблением и последующим усилением скорости. Если верхнюю зону струи ограничить изотайой 10 м/с, то мощность курдайского ветра, по данным табл. 2.8, составит в среднем около 220 м, колеблясь всего от 150 до 300 м. Разумеется, при увеличении объема наблюдений эти границы должны расширяться.

Относительно низкий перевал Кызарт (2,66 км), лежащий на водоразделе между Джумгалской и Кочкорской котловинами, является районом интенсивных местных перетоков воздуха и зарождения западных кызартских ветров. Они захватывают Кочкорскую котловину и обуславливают здесь повышенную интенсивность бурь. По экспедиционным данным на перевале скорости ветра достигают 30—35 м/с, тогда как в Кочкорской котловине ветер проявляется в повышенной частоте, длительности и стабильности западного направления бурь (92 %). Некоторые данные аэрологической структуры ветров приведены в п. 2.5.

Обширную Токтогульскую и небольшую Каракульскую котловины разделяет плоскогорье Кочкортюбе, имеющее высоту около 2 км (рис. 2.3 ж). Окружающие хребты поднимаются до высоты 3,0—3,5 км. От Каракульской котловины долина р. Нарын, ориентированная здесь на юго-запад, выходит в обширную Ферганскую котловину. Когда синоптическая ситуация такова, что повышенные градиенты давления примерно совпадают с направлением долины, возникают интенсивные северо-восточные перетоки воз-

духа из Токтогульской в Ферганскую котловину, которые стабилизируются по направлению складкой местности и усиливаются за счет вертикального сжатия над плоскогорьем Кочкортюбе. По данным трехлетних экспедиционных наблюдений скорости ветра на плоскогорье могут достигать 35—40 м/с. Усиление распространяется в долине Нарына до земной поверхности. Но вследствие ее узости и извилистости скорости ветра здесь, как правило, не превышают 15—20 м/с.

Сильные ветры на территории Памиро-Алая наиболее полно исследованы И. П. Сухановым [156—158]. В целом здесь наблюдается та же картина, что и на Тянь-Шане. Отметим только, что ветры северных склонов хребта Нуратау схожи по многим климатическим признакам с аналогичными ветрами хребта Каратау и Чу-Илийских гор. Топография самих хребтов также близка между собой. Однако на южных склонах Нуратау обратные местные ветры не развиты так же, как на северо-восточных склонах Чу-Илийских гор. Частые струи этих ветров, известные как джизакский ветер, описаны в работах [98, 169].

Еще одна интересная особенность этого типа ветров связана с гузарскими ветрами. Они, видимо, возникают не только при переваливании потоков через хр. Байсунтау и волновых процессах на его западном склоне, а объясняются, например, также развитием юго-западных потоков вдоль склона, или процессами отражения. Подобные явления хорошо известны на Кавказе [99].

В высокогорных котловинах Центрального Памира (оз. Каракуль, долина Меркансу и др.) возможно усиление буревой деятельности за счет их большой абсолютной высоты (около 4 км) и слабой орографической защищенности окружающими хребтами. К сожалению, надежные инструментальные данные здесь отсутствуют и приведенные в табл. 2.7 оценки климатических характеристик этих ветров носят в значительной мере прогностический характер. Более подробное описание местных ветров Памиро-Алая дается в п. 6.2.

## 2.5. Природа аномальных направлений ветра в гребневых зонах высоких хребтов

Сильные ветры в гребневой зоне высоких хребтов, как правило, связаны с общим усилением потоков в средней и верхней тропосфере, имеющих преимущественно западные и близкие к ним направления. В то же время ГМС гребневой зоны могут отмечать большую повторяемость южных и даже юго-восточных направлений (табл. 2.9). При близком к широтному простиранню основных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая это соответствует сильным ветрам поперек хребта. Причем северный склон является подветренным и здесь высотная зона интенсивной буревой деятельности шире, а южный склон является наветренным и здесь

Таблица 2.9

Повторяемость (%) направлений сильных ветров по данным гребневых ГМС Тянь-Шаня и Памиро-Алая

Станция (пункт)	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Алабель (перевал, 3,21 км)	4			31	52	9		4
Джаптык (3,10 км)				100				
Долон (перевал, 3,04 км)	2			12	34	18	19	15
Тюя-Ашу северная (3,09 км)				94	6			
Анзобский (перевал, 3,37 км)				38	62			
Шахристан (перевал, 3,14 км)				11	64	18	3	4

она уже. То, что южные направления являются преобладающими, свидетельствуют также мощные снежные козырьки на гребнях, обращенные на северный склон и показывающие основное направление перемета снега.

Аэросиноптический анализ 121 случая сильных ветров (10 м/с и более) за 1962—1963 гг. на ст. Тюя-Ашу северная, расположенной в пригребневой зоне Киргизского хребта на его северном склоне, показал, что во всех случаях характерным является наличие хорошо выраженной высотной фронтальной зоны (ВФЗ), ориентированной широтно или с юго-западной составляющей [113]. В поле ветра ВФЗ соответствовало струйное течение в зоне тропопаузы. В табл. 2.10 приведена повторяемость направлений ветра, полученная на АТ<sub>500</sub>, Тюя-Ашу северная (3,09 км) и Тюя-Ашу южная (3,23 км), расположенных симметрично на северном и южном склонах.

Таблица 2.10

Повторяемость (%) направлений сильных ветров в 1962—1963 гг.

Пункт	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
АТ <sub>500</sub>								
Тюя-Ашу северная	6	2	1	85	14			
Тюя-Ашу южная		3	5	67	10		1	8
						45	47	6

Эти данные наводят на мысль, что южные и юго-восточные направления ветра у земли являются следствием трансформации западных и юго-западных потоков на АТ<sub>500</sub> за счет силы трения. Складки местности, в которых располагаются станции, дополнительно стабилизируют потоки, придавая им те или иные устойчи-

вые направления — от юго-западных до южных, юго-восточных и даже восточных.

Для более детального выяснения вопроса были проведены экспедиционные шаропилотные наблюдения в гребневых зонах двух внешних и одного внутреннего хребта: Киргизского в районе перевала Тюз-Ашу (3,09 и 3,40 км), Жетыжол в районе перевала Костек (2,50 м) и Джумгол в районе перевала Кызарт (2,67 км). Также использованы многолетние шаропилотные наблюдения ГМС Долон (3,04 км), расположенной на одноименном перевале внутреннего хребта Байдула. Полученные результаты приведены в табл. 2.11 и на рис. 2.4 [113].

Таблица 2.11

Значения (...°) правого поворота ветра с высотой над поверхностью земли в районе перевалов Тюз-Ашу и Костек

Пункт	Высота над поверхностью земли, км				
	0—0,3	0,3—0,6	0,6—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0
Тюя-Ашу северная (3,09 км)	35	18	17		
Боковой гребень (3,40 км)	43	16	7		
Костек (2,50 км)	1	8	20	21	10

Оказалось, что в районе перевала Тюз-Ашу правый поворот ветра достигает 50—60° в слое до 0,6 км и 60—70° в слое до 1,0 км (табл. 2.11), а на перевале Костек, который находится ниже гребневой зоны основных хребтов на 1,0—1,5 км, аналогичный поворот происходит в слоях 0,6—1,5 и 0,6—2,0 км. Особенно наглядно это видно на рис. 2.4, где показаны розы ветров на разных высотах. Увеличение повторяемости юго-западных направлений для перевала Тюз-Ашу начинается со 100 м, а западных — с 500 м, т. е. сразу же как шар-пилот превышает гребень. С высоты 1,0 км над пунктом зондирования или с высоты 0,5 км над гребнем характер повторяемости направлений ветра не меняется. Эта же картина наблюдается на перевалах Костек, Кызарт и Долон, если учесть, что средние высоты окружающих хребтов около 3,5—4,0 км. Основной поворот ветра во всех случаях происходит в высотной зоне 3,5—4,5 км, где, по-видимому, формируется общий слой трения над горами, соответствующий средней высоте хребтов Тянь-Шаня в этих районах.

Весьма интересные данные получены при анемосъемках зимой 1968-69 г. на горной перемычке высотой около 2 км на стыке хребтов Киргизской и Кунгей-Алатау, имеющих здесь средние высоты 3,5—4,0 км [115]. Через эту перемычку происходят вторжения холода в Иссык-Кульскую котловину, сопровождающиеся развитием бораподобного ветра улан, имеющего по данным ГМС



метеорологических условий в тех или иных типах рельефа и высотных зонах. В табл. 2.13 приведены значения средней плотности гололедных отложений для равнинных и горных территорий, полученные различными авторами. Как видно из таблицы, в горных районах средняя плотность собственно гололеда колеблется от 0,59 до 0,85 г/см<sup>3</sup>, плотной изморози — от 0,20 до 0,30 г/см<sup>3</sup>. мокрого снега — от 0,16 до 0,42 г/см<sup>3</sup>, сложного отложения — от 0,26 до 0,50 г/см<sup>3</sup>. На равнинной территории аналогичные колебания плотности также имеют место. Поэтому использование средних значений плотности для всей территории СССР или отдельно для ее горных и равнинных районов целесообразно только для получения грубых оценок. Необходимо, как правило, порегиональный учет значений плотности в зависимости от типа рельефа и высотных отметок.

Таблица 2.13

Средняя плотность гололедных отложений (г/см<sup>3</sup>) в различных регионах СССР

Регион (автор)	Гололед	Плотная изморозь	Мокрый снег	Кристаллическая изморозь	Смеси
Равнинные территории					
[27]	0,75	0,10—0,40	0,20—0,60	0,01—0,05	—
[57]	0,60—0,90	0,10—0,60	0,10—0,70	0,01—0,08	0,35
[24]	0,75	0,10	0,20	0,05	0,20
[65]	0,41—0,63	0,09—0,19	0,20—0,28	0,05—0,07	0,21—0,33
Горные и смешанные территории					
Тянь-Шань [116]	0,59—0,73	0,21—0,25	0,17—0,29	0,05	0,26—0,42
Памир [133]	0,63	0,22	0,16	0,06	0,30
Гребни Тянь-Шаня и Сахалинских гор [129]	0,85	0,30	0,20	0,05	0,30
Урал [93]	0,60	0,20	0,31	0,06	0,31
Хибины [11]	0,85	0,26	—	0,08	0,42
Казахстан [12]	0,74	0,33	0,42	0,12	0,50
Средняя Азия [79]	0,80	0,24	0,24	0,04	—

В горных районах при повышенных скоростях ветра может наблюдаться плотная изморозь с заметными механическими включениями (иногда изменяющими ее цвет), имеющая плотность от 0,25 до 0,65 г/см<sup>3</sup> (в среднем 0,35—0,40 г/см<sup>3</sup>) [129]. В районах, где плотная изморозь сильно распространена, видимо, целесообразно выделять ее в отдельный вид гололедных отложений. Следует сразу же подчеркнуть, что многие характеристики гололедообразований (длительность стадий нарастания, разрушения и сохранения, форма осадка, его плотность и особенно масса отложения) зависят не только от метеорологических и оро-

графических условий, но и от типа конструкций, на которых они отлагаются. Как следствие, данные наблюдений на разных по конструкции гололедомерных установках могут быть существенно различны. Наиболее важные результаты исследований этого вопроса излагаются в главе 3. Далее по тексту всюду, где это необходимо, подчеркивается, к чему относятся данные наблюдений — к типовому гололедному станку или к иной установке.

Процесс отложения гололедного осадка с колебаниями интенсивности или временным прекращением может длиться от нескольких часов или суток до 2—3 месяцев и даже более. При продолжительном процессе отложения на проводах и опорах ВЛ возникают особо опасные образования массой 10—20 кг/м и более. На гололедном станке такие длительные процессы не только не отмечаются (в перерывах между наблюдениями осадок полностью опадает), но и обычно не регистрируются массы отложений более 1—3 кг/м, что создает иллюзию их отсутствия на других конструкциях и сооружениях.

Как видно из табл. 2.14 [129], средняя продолжительность обледенений проводов ВЛ для гребневых зон Тянь-Шаня и Саха-

Таблица 2.14

Продолжительность (сут) обледенений проводов ВЛ для гребневых зон хребтов Тянь-Шаня и Сахалина

Регион	Фактическая			Вероятная один раз в $n$ лет			Число случаев
	$t_{\min}$	$t$	$t_{\max}$	1	5	10	
Тянь-Шань (3,59 км)	0,2	2	10	5	10	12	151
Сахалин (1,01 км)	0,2	4	20	10	20	25	41

лина равна соответственно 2 и 4 сут, а максимальная составляет 10 и 20 сут. По данным наблюдений на Сахалине за холодный период (1976—1977 гг.) открыто стоящая на высоте 1 км опора ВЛ была непрерывно покрыта гололедными отложениями 115 суток, т. е. почти четыре месяца. Для гребневой зоны хребта Таганай на Урале получено, что за три года (1982—1985) на гололедном станке процессов обледенения отмечалось в 1,5—1,6 раза больше, чем на опытном пролете ВЛ (табл. 2.15). Напротив, длительность случаев обледенений пролета в 1,8 раза больше, чем станка [93, 127].

При рекордном отложении плотной изморози на ст. Таганай гора [125] непрерывное обледенение пролета ВЛ продолжалось 28 дней. Масса гололедного осадка достигала 86,2 кг/м. За это время на станке было отмечено пять случаев гололедных процессов с массой осадков: 0,23; 0,41; 0,15; 0,27 и 0,03 кг/м. На рис. 2.5 показаны два случая опасных обледенений: гололедные осадки на опытном пролете (а) и опоре ВЛ (б); масса отложений



достигала 35 и 10 кг/м [127]. Очевидно, что гололедный станок не мог бы ни зарегистрировать, ни выдержать подобные отложения.

Сильные обледенения в горных районах преимущественно связаны не с гололедом, а с плотной изморозью и смесями [93, 99, 116, 129, 148, 166]. В отдельных районах это мокрый



Рис. 2.5а. Отложение плотной изморози на опытном пролете. Таганай гора (Урал), масса осадка 35 кг/м.

снег. Так, анализ 103 случаев отложений массой 200 г/м и более в гребневых зонах Сахалина и Тянь-Шаня (в 41 случае масса

Таблица 2.15

Повторяемость и продолжительность обледенений на ст. Таганай гора на опытном пролете ВЛ и гололедном станке

Установка	Число случаев		Продолжительность случая, сут		Суммарная продолжительность за год, сут	
	$\bar{n}$	$n_{\text{макс}}$	$\bar{t}$	$t_{\text{макс}}$	$\bar{t}$	$t_{\text{макс}}$
Пролет ВЛ	21	24	5,3	27,0	111	132
Гололедный станок	33	37	2,9	15,0	97	117

осадка была равна 1 кг/м и более) дал следующее распределение повторяемости видов: смеси — 37 %, плотная изморозь — 33 %, кристаллическая изморозь — 20 %, мокрый снег — 6 %, гололед — 4 % [166]. Анализ степени опасности обледенений по возможной максимальной массе отложений показывает: на первом месте находится смесь и плотная изморозь, на втором — мокрый снег и на

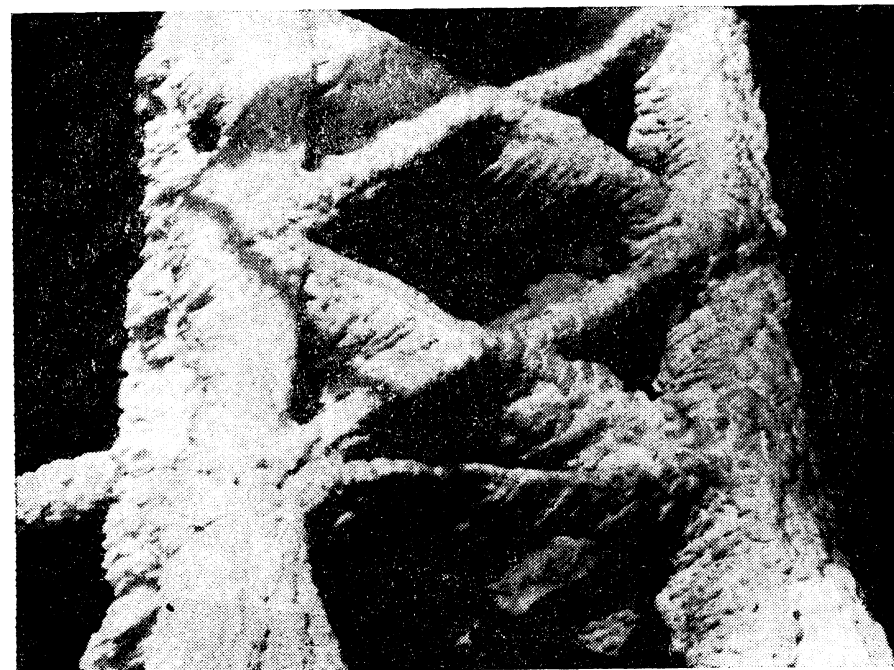


Рис. 2.5б. Отложение плотной изморози на обледеневшей опоре ВЛ. Гора Подсека (Сахалин), масса осадка более 10 кг/м.

третьем — гололед. Разумеется, в конкретных районах порядок их может меняться.

В табл. 2.16 в качестве примера по данным ГМС приведены относительные повторяемости разных видов обледенений для различных типов орографии западного и восточного склонов Урала [93]. Наглядно видно существенное изменение повторяемости при переходе от предгорий и межгорных впадин к склонам хребтов.

Что касается температурных условий, то для горных районов получены те же пределы по видам обледенений, что и для равнинных территорий (табл. 2.17). Но специфика состоит в том, что в горных районах можно выделить такие типы орографических условий, как, например, межгорные впадины (особенно во внут-

Таблица 2.16

Повторяемость (%) видов отложений для Урала

Тип орографических условий	Гололед	Плотная изморозь	Кристаллическая изморозь	Смеси	Мокрый снег
Западный склон					
Предгорья	34	7	55	3	1
Межгорные впадины	41	4	51	1	3
Низкие хребты	19	41	29	11	—
Высокие хребты	22	38	32	7	1
Восточный склон					
Предгорья	15	9	72	2	2
Межгорные впадины	28	12	53	7	1
Низкие хребты	22	18	54	4	2

ренных блокированных областях), где преимущественно образуется, а затем и сохраняется кристаллическая изморозь при очень низких температурах  $-20 \dots -30^\circ\text{C}$  и даже до  $-50^\circ\text{C}$ . Это следует особо учитывать при расчете тяжений проводов ВЛ.

Таблица 2.17

Обобщенная характеристика метеорологических условий гололедообразований в горных районах

Вид обледенения	Предел температуры, $^\circ\text{C}$	Скорость ветра, м/с		Атмосферное явление
		$\bar{v}$	$v_{\text{макс}}$	
Гололед	$0 \dots -4$	$0-15$	40	Морось, дождь, туман
Плотная изморозь	$-3 \dots -20$	$1-15$	40	Туман, морось
Смеси	$0 \dots -20$	$1-15$	$30-40$	Морось, дождь, крупа, мокрый снег, туман
Мокрый снег	$+1 \dots -2$	$0-10$	$20-30$	Налипающий мокрый снег
Кристаллическая изморозь	$-5 \dots -30$	$0-3$	$5-7$	Дымка, туман

Скорости ветра при гололедных отложениях меняются в широких пределах в зависимости от конкретных процессов, высотной зоны и типа орографических условий. Подробно этот вопрос рассматривается в главе 8. Обобщая, можно сказать, что в континентальных горных районах скорости ветра при гололедных отложениях изменяются по типам орографии следующим образом: наиболее низкий уровень скоростей (до  $5-7$  м/с) наблюдается в узких склоновых долинах; в предгорных равнинах и дни-

щах котловин он несколько выше (до  $8-10$  м/с); на склонах хребтов скорости ветра растут с высотой для орографически незащищенных участков от  $5-10$  м/с в зоне подножий до  $20-30$  м/с и более в зоне гребней хребтов. В отдельных районах они могут достигать  $40$  м/с. Очень высокие скорости наблюдаются в береговой зоне Сахалина, Камчатки и Приморского края ( $30-40$  м/с).

В табл. 2.17 приведены характерные пределы температуры и скорости ветра при различных видах обледенений, а также атмосферные явления, при которых они образуются. Наглядно видно, что плотная изморозь и смеси могут наблюдаться при внешне одинаковых или похожих условиях. Например, диапазон температуры и скорости ветра почти полностью совпадают. Различия имеются лишь в явлениях: их спектр более широк для смесей. Напротив, температурный диапазон для гололеда и налипающего мокрого снега строго ограничен. Но не надо забывать, что возникнув, эти отложения могут долгое время сохраняться при значительно более низких температурах, и такое положение является закономерным. Отложения кристаллической изморози по своей массе не являются опасными. Но они ухудшают технические характеристики антенных систем, повышают коронирование проводов ВЛ. Наблюдается кристаллическая изморозь в очень широком диапазоне температур при слабых скоростях ветра.

## 2.7. Климатическая характеристика режима гололедных явлений в горных районах

Как и для режима сильных ветров, характеристики гололедных явлений за небольшим исключением не связаны только с высотой места. Чисто высотные зависимости могут быть получены, например, для продолжительности гололедного сезона. Так, для Юго-Западного Тянь-Шаня и остальных его районов они имеют вид регрессий (2.7.1) и (2.7.2), которым соответствуют коэффициенты корреляции не менее  $0,90$  [116]:

$$t = 65,9z + 94 \pm 12, \quad (2.7.1)$$

$$t = 67,8z + 49 \pm 18, \quad (2.7.2)$$

где  $t$  — продолжительность сезона, сут;  $z$  — высота места, км.

Аналогично можно оценить даты начала и конца гололедных сезонов. Но уже температура воздуха при гололедных явлениях слабо зависит от высоты. Не обнаруживают прямой связи с высотой такие важные характеристики, как частота гололедных явлений, максимальная масса отложений, скорость ветра при явлениях и др. Для них влияние орографических условий может полностью перекрывать влияние высоты.

В табл. 2.18 приведены обобщенные оценки характеристик режима гололедных явлений в зависимости от типа орографических условий для континентальных горных районов, включая Урал, Кавказ и Карпаты. Они соответствуют данным ГМС, т. е.

Обобщенные фоновые оценки режимных характеристик гололедных отложений по данным ГМС для континентальных горных районов

Тип географических условий	$\bar{n}_{\text{год}}$ дней	Максимальные отложения			Продолжительность случая, ч	
		диаметр, см	масса, кг/м	вид	$\bar{t}$	$t_{\text{макс}}$
Периферийные открытые районы						
Предгорные равнины	10—40	5—10	0,1—0,5	Смеси, плотная изморозь, гололед, мокрый снег	10—15	50—70
Днища межгорных впадин	10—60	5—10	0,1—0,5	Смеси, плотная изморозь, мокрый снег	10—15	50—100
Склоны низких хребтов, отрогов и гор	10—100	5—30	0,1—5,0	Смеси, плотная изморозь	10—50	50—150
Склоны основных высоких хребтов	10—150	5—30	0,1—5,0	Смеси, плотная изморозь	10—75	50—200
Внутренние области ниже и выше уровня блокировки						
Днища межгорных впадин	10—80	5—10	0,1—0,3	Мокрый снег	10—15	50—70
Закрытые склоны ниже уровня блокировки	10—50	5—10	0,1—0,5	Смеси, плотная изморозь, мокрый снег	10—15	50—70
Открытые склоны выше уровня блокировки	10—100	5—30	0,1—5,0	Смеси, плотная изморозь	10—25	50—200

гололедному станку с диаметром жесткого провода 0,5 см и высоте 2 м. Разумеется, их надо понимать только как фоновые климатические данные. Широкий диапазон оценок для склонов низких и высоких хребтов отражает тот факт, что в зоне подножий они соответствуют предгорным равнинам и днищам котловин (нижний предел), тогда как верхний предел оценок соответствует незащищенным участкам гребных зон. Нижний предел оценок независимо от высоты места характерен для защищенных участков склонов.

В этой таблице значительно занижены против фактических массы отложений для склонов и гребней периферийных хребтов. На самом деле эти массы, как будет показано в главах 4, 5 и 7, на проводах и опорах ВЛ в 2—5 раз выше.

Точно также завышено число случаев и занижена продолжительность обледенений, как это следует из п. 2.6. Но там, где максимальные массы отложений невелики (до 0,3—0,5 кг/м), данные ГМС вполне показательны. Тем не менее результаты этой таблицы могут быть использованы для относительной качественной характеристики влияния типа орографических условий и высоты места на режим гололедных отложений.

Как видно из табл. 2.18, в предгорных равнинах и днищах межгорных впадин обычно наблюдается от 10 до 20 дней с гололедными явлениями. За счет кристаллической изморози их число может возрасти до 30—40 и даже до 70—80 дней в котловинах внутренних областей с застоем холодного воздуха. Максимальные массы отложения не зависят от высоты днищ и составляют 0,1—0,5 кг/м. В наклонных предгорных равнинах может наблюдаться малоградиентная высотная зависимость, однако в этих же пределах.

Интенсивность гололедных процессов резко возрастает с высотой на незащищенных участках склонов возвышенностей, низких гор и отрогов в периферийных горных районах. Это касается всех характеристик гололедных явлений и прежде всего их максимальных масс. Даже по данным гололедных станков масса осадков в гребневых зонах таких водоразделов может достигать 3—5 кг/м. Конечно, это преимущественно относится к собственно гололеду с большой плотностью осадка и его хорошим сцеплением с проводом. Там, где максимальные массы отложения вызываются плотной изморозью и смесями, гололедный станок не может зафиксировать массы более 1—2 кг/м вследствие периодического самообрушения рыхлого осадка, не образующего вокруг жесткого отрезка провода сплошной муфты.

Аналогичное увеличение интенсивности гололедных процессов с высотой характерно также для незащищенных участков внешних склонов высоких периферийных хребтов. Эти склоны являются независимо от их ориентации наветренными в широком смысле (см. п. 2.1). При этом четко вырисовывается та же закономерность, что и для режима сильных ветров: максимальные массы отложений на гребнях высоких хребтов и низких гор и

возвышенностей в первом приближении одинаковы, если их относительная высота составляет около 300 м и более. Последнее надежно установлено по данным ГМС и специальных экспедиций для Копетдага, Памиро-Алая, Тянь-Шаня, возвышенностей Казхстана, Урала и Сахалина [93, 103, 114, 116, 122, 124]. Имеющиеся опубликованные данные по Кавказу [99], Карпатам [82] и Хибинам [10, 11] также хорошо подтверждают эту одну из главных закономерностей режима гололедных явлений в горных районах.

Для незащищенных участков склонов внутренних хребтов ниже уровня блокировки характерна или малоградиентная высотная зависимость интенсивности гололедных процессов от высоты, или даже отсутствие таковой. Самая низкая степень интенсивности соответствует узким и извилистым склоновым долинам и ущельям этих хребтов. Здесь массы отложений так малы, что не представляют какой-либо реальной опасности для сооружений.

Следует отметить, что в узких склоновых долинах периферийных хребтов (особенно в их расширениях типа микрокотловин и в устьях) возможны в отдельных случаях аномально большие отложения мокрого снега массой до 1—2 кг/м.

Для склонов внутренних хребтов выше уровня блокировки надежные инструментальные данные отсутствуют. Однако здесь вполне разумно ожидать повышения интенсивности гололедных процессов на незащищенных участках склонов до значений, близких к значениям на внешних склонах периферийных хребтов.

Орографическое усиление гололедных процессов следует ожидать там, где имеются условия для местного туманообразования при отрицательных температурах в сочетании с повышенными скоростями ветра, т. е. на склонах возвышенностей, отрогов и низких гор периферийных районов горной страны, а также на внешних склонах их высоких хребтов. Кроме того, усиление гололедных процессов может наблюдаться в устьевых частях узких склоновых долин внешних районов и их расширениях до микрокотловин (мокрый снег), а также в восточных частях протяженных межгорных впадин и на низких перевалах и межгорных понижениях-перемычках, когда они разделяют обширные котловины и служат местом интенсивных перетоков воздуха с туманообразованием при его орографических поднятиях.

Таким образом, если отвлечься от специфики режимов, то и для сильных ветров, и для гололедных явлений получены качественно одни и те же основные закономерности и связи их основных характеристик с высотой и рельефом местности в горных районах.

В качестве конкретных примеров в табл. 2.19—2.22 приведены характеристики режима гололедных явлений для различных типов орографических условий для Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Урала. Для двух последних регионов они получены А. П. Поповой и А. Д. Наумовым [93, 132, 133].

Как видно из табл. 2.19, на гололедных станках на Памиро-Алае в предгорных равнинах и днищах котловин зарегистрированы максимальные отложения до 0,25 кг/м. Правда, имеются единичные случаи регистрации осадков мокрого снега до 1,0—1,5 кг/м в местах с орографическим усилением его выпадений. В узких склоновых долинах независимо от высоты, ориентации и местоположения максимальные массы отложения имеют такие же значения. На незащищенных гребнях как низких, так и высоких внешних хребтов зарегистрированы массы отложения смеси и плотной изморози, равные 2,5—3,0 кг/м. Масса отложения собственно гололеда не превысила 0,7 кг/м. Средняя годовая частота гололедных явлений (табл. 2.20) хорошо вписывается в пределы для соответствующих типов орографических условий (см. табл. 2.18). Средние плотности различных видов гололедных осадков хотя и меняются по территории, но для гололеда, плотной изморози и кристаллической изморози могут быть приняты едиными.

Таблица 2.19

Максимальные значения масс гололедных отложений  $m$  (кг/м) по данным ГМС для Памиро-Алая

Тип орографических условий	Гололед		Плотная изморозь		Мокрый снег		Смеси		Кристаллическая изморозь	
	$a$	$m$	$a$	$m$	$a$	$m$	$a$	$m$	$a$	$m$
Предгорные равнины	1,5	0,10	3,0	0,10	3,5	0,20	4,5	0,10	2,5	0,10
Днища котловин	4,0	0,25	4,0	0,10	7,0	0,25	—	—	4,0	0,05
Узкие долины низких внешних отрогов	4,5	0,30	9,0	0,35	3,0	0,30	6,0	0,25	4,0	0,20
Узкие долины высоких внешних отрогов	3,0	0,10	3,0	0,10	—	—	3,0	0,15	2,5	0,15
Частично защищенные перевалы	9,0	0,45	10,0	0,90	5,0	0,30	8,0	0,70	4,5	0,05
Незащищенные гребни внешних хребтов	8,0	0,70	30,5	2,30	4,0	0,10	28,0	2,80	—	—
Котловины Восточного Памира									4,0	0,05

Примечание. Здесь  $a$  — большой диаметр отложения (см).

Для Тянь-Шаня (табл. 2.21) приведены оценки средних годовых частот, продолжительности случая обледенения и суммарной годовой продолжительности, а также коэффициенты их вариаций и предельные значения, соответствующие примерно вероятности  $P = 0,90 \dots 0,95$  [116]. Эти данные также дополняют характеристики табл. 2.19 и 2.20 для Памиро-Алая, поскольку



Таблица 2.20

Частота и плотность гололедных отложений по данным ГМС для Памиро-Алая

Тип орографических условий	$\bar{n}_{\text{год}}$ дни	Плотность, г/см <sup>3</sup>				
		гололеда	плотной изморози	мокрого снега	смеси	кристаллической изморози
Предгорные равнины	2—10	—	0,24	0,20	0,36	—
Днища котловин	5—20	0,60	0,22	0,19	0,41	—
Узкие долины низких внешних отрогов и высоких внешних хребтов	1—10	—	—	0,14	—	—
Частично защищенные перевалы	5—20	0,65	0,24	0,37	0,29	—
Незащищенные гребни внешних хребтов	30—120	0,63	0,21	0,28	0,28	0,06
Котловины Восточного Памира	2—10	0,60	0,22	0,19	0,41	—
Среднее		0,63	0,22	0,16	0,30	0,06

обе системы расположены примерно в одном климатическом поясе и режимы гололедных явлений для них во многом схожи. В первом приближении можно вообще данные табл. 2.19—2.21 рассматривать как относящиеся к Тянь-Шаню и Памиро-Алаю в целом.

Для низких меридиональных хребтов Урала (табл. 2.22) наблюдается совершенно та же картина. Интенсивность гололедных процессов резко возрастает на незащищенных участках склонов низких (условно до 0,7 км) и высоких хребтов. При этом на восточных склонах в Зауралье она несколько ниже, чем на западных. Обращает на себя внимание повышенная продолжительность как случаев обледенений, так и их суммарной годовой продолжительности. Это, конечно, объясняется его северным положением по сравнению с горными районами Средней Азии. Кроме того, продолжительность случая обледенения здесь соответствует среднему значению из годовых максимумов продолжительностей обледенений, тогда как в табл. 2.18 и 2.21 — среднему из всех значений.

Достаточно детальные исследования гололедных явлений в Карпатах [82], Хибиных [10, 11] и на Кавказе [99] полностью подтверждают вышесказанное по другим горным регионам. Так, на Кавказе на низкогорном Мархотском перевале (0,44 км) зарегистрированы максимальные отложения массой до 4,5 кг/м, а на высокогорных перевалах — до 5—6 кг/м. В то же время на ВЛ масса отложений достигала 10 кг/м, вызывая значительные разрушения. Одновременно в защищенных микрорельефом складках местности (узкие склоновые долины, ущелья и др.) не наблюдается сколько-нибудь значительных гололедных отложений

Таблица 2.21

Усредненные характеристики гололедных процессов по данным ГМС для Тянь-Шаня

Тип орографических условий	Частота, дни			Продолжительность случая, ч			Суммарная продолжительность за год, сут		
	$\bar{n}_{\text{год}}$	$C_n$	$n_{\text{макс}}$	$\bar{t}$	$C_t$	$t_{\text{макс}}$	$\bar{T}$	$C_T$	$T_{\text{макс}}$
Внешние области Северного и Западного Тянь-Шаня									
Предгорные равнины Северного Тянь-Шаня	15—40	0,2—0,5	35—80	10—25	0,7—1,1	50—100	5—17	0,2—0,6	12—29
Предгорные равнины Юго-Западного Тянь-Шаня	5—20	0,3—0,7	15—40	10—13	0,8—1,0	50—80	4—8	0,3—0,6	10—18
Днище Ферганской котловины	5—15	0,4—1,0	20—35	10—19	0,5—1,0	35—100	2—7	0,5—0,8	6—20
Днища других котловин	5—25	0,2—0,5	20—80	10—15	0,7—1,1	30—100	8—17	0,2—0,6	12—38
Тальвеги узких склоновых долин низких Чу-Илийских гор и хр. Каратау	20—25	0,3—0,5	40—50	15—17	0,8—1,0	50—100	6—11	0,4—0,6	10—20
Гребни низких гор	30—70	0,2—0,4	100—120	15—25	0,5—0,8	70—100	20—25	0,2—0,4	35—45
Тальвеги узких склоновых долин высоких хребтов	5—20	0,2—1,0	15—100	11—20	0,7—0,9	60—100	4—18	0,2—0,7	10—40
Внутренние блокированные области Тянь-Шаня									
Днища межгорных впадин	5—50	0,3—1,0	10—140	10—15	0,3—0,8	30—50	4—40	0,2—0,6	12—60
Тальвеги узких склоновых долин	5—15	0,5—1,0	20—50						
Незащищенные участки склонов и перевалы	10—25	0,4—0,6	25—40	10—15	0,4—0,6	40—70	5—10	0,4—0,6	10—20

Примечание. Здесь  $C$  — коэффициент вариации.

Усредненные характеристики гололедных процессов по данным ГМС для Урала

Тип оротографических условий	Частота, дни		Продолжительность, сут		Плотность, г/см <sup>3</sup>				
	$\bar{n}_{\text{год}}$	$n_{\text{макс}}$	$\bar{t}_{\text{случая}}$	$\bar{t}_{\text{год}}$	гололеда	плотной изморози	мокрого снега	смеси	кристаллической изморози
Западные склоны									
Предгорья	5—35	20—70	0,8—12,0	8—40	0,60	0,14	0,29	0,31	0,05
Межгорные впадины	5—30	10—70	0,4—3,5	1—17	0,70	0,13	0,36	0,50	0,06
Низкие хребты	25—35	50—80	5,0—20,0	20—85	0,60	0,20	—	0,32	0,08
Высокие хребты	25—60	60—90	2,5—15,0	15—125	0,57	0,23	—	0,32	0,08
Восточный склон									
Предгорья	5—30	15—80	1,5—5,0	5—25	0,58	0,13	0,32	0,25	0,05
Межгорные впадины	10—15	25—40	1,5—3,0	4—15	0,72	0,14	—	0,26	0,02
Низкие хребты	15—20	30—50	3,0—5,0	10—15	0,60	0,13	—	0,39	0,06
Вся территория									
Среднее значение					0,60	0,20	0,31	0,31	0,06
Минимальное					0,40	0,05	0,14	0,10	0,01
Максимальное					0,90	0,60	0,65	0,80	0,31

независимо от высоты места. Все эти выводы оказываются справедливыми и для Сахалина [14, 16, 122, 129], если учесть только специфику гололедных явлений в узкой прибрежной полосе, окаймляющей меридиональные цепи гор. Так, по данным ГМС гололедные отложения невелики в межгорной Тымь-Поронайской долине и на равнинах Северного Сахалина [14, 16]. По данным экспедиционных наблюдений, проведенных в гребневых зонах хребтов на широте городов Холмска, Углегорска и Александровска-Сахалинского [12], в узких склоновых долинах гололедные нагрузки так же малы, как и в аналогичных условиях континентальных районов. Напротив, для незащищенных участков склонов они возрастают с высотой и в гребневых зонах достигают 10—20 кг/м и более [16, 122, 129].

## Глава 3

# КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НОРМАТИВНЫХ ЗНАЧЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВЫХ И ГОЛОЛЕДНЫХ НАГРУЗОК В ГОРНЫХ РАЙОНАХ

## 3.1. Организация натурных наблюдений и статистический анализ их данных

Как было показано в п. 1.1, для определения климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок их измеренные на ГМС значения надо привести к нормативным. Это делается путем введения поправочных коэффициентов, полученных опытным путем. Приводимые в СНиП [154] и ПУЭ [134] коэффициенты вычислены по немногочисленным данным, относящимся к территории Европейской части СССР (ЕЧС). Поэтому крайне важна организация специальных натурных наблюдений для совершенствования системы поправочных коэффициентов и, в первую очередь, определения их для горных районов.

Для решения этих вопросов силами четырех лабораторий Киргизского и Таджикского научно-исследовательских отделов энергетики, а также Казахского НИИ энергетики проведены натурные наблюдения в горных районах Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Сахалина в различных орографических условиях — от холмообразных возвышенностей и подножий хребтов до их гребневых зон в диапазоне высот 0,8—3,6 км. Ставились задачи оценить для горных районов:

1) изменение скорости ветра и массы гололедных отложений с высотой в слое до 30—50 м над поверхностью земли для различных типов орографических условий;

2) влияние диаметра провода, его закручивания и угла встречи ВЛ с гололедонесущим потоком на параметры гололедного осадка;

3) принципиальные конструктивные решения для создания гололедомерной установки, пригодной для измерения больших масс отложений при повышенной скорости ветра;

4) влияние осреднения скорости ветра на ее максимальное значение.

В течение 1967—1977 гг. было создано восемь гололедно-ветровых испытательных станций (ГВИСТ), которые работали от 2 до 8 лет. Кроме того, по сокращенным программам наблюдения были также проведены на восьми экспедиционных пунктах гололедно-ветровых съемок (табл. 3.1). Один из таких пунктов (Таганай гора) располагался на Урале и был организован совместно Бюро расчетов и справок (БРС) Уральского управления по

Таблица 3.1

Характеристика местоположения, период наблюдений и оснащенность станциями гололедно-ветровых испытательных станций и экспедиционных пунктов

Станция (пункт)	Номер станда	Период наблюдений	Местоположение станции (пункта)
Гололедно-ветровые испытательные станции			
Анзоб (ТаджНИОЭ)	1—4	1967—1975	Памиро-Алай, гребень Гиссарского хребта
Зардолю (ТаджНИОЭ)	1—5	1967—1975	Памиро-Алай, гребень хребта Сурх-Ку (1,67 км)
Курдай (КиргНИОЭ)	1—4	1972—1975	Тянь-Шань, платообразный водораздел гор Кендыктас (1,15 км)
Чокпар (КазНИИЭ)	4	1972—1975	Тянь-Шань, среди холмообразных возвышенностей Чу-Илийских гор (0,85 км)
Орто-Ашу (КиргНИОЭ)	1—5	1972—1977	Тянь-Шань, гребень Киргизского хребта (3,60 км)
Юбилейная (КиргНИОЭ)	1—4	1973—1974	Тянь-Шань, северный склон Киргизского хребта (2,40 км)
Баубашата (КиргНИОЭ)	3—4	1975—1976	Тянь-Шань, отроги Ферганского хребта (1,6—2,0 км)
Подсека (КиргНИОЭ)	1—5	1977—1979	Сахалин, гребень Камышового хребта (0,9—1,1 км)
Экспедиционные пункты			
Чормазак (ТаджНИОЭ)	3, 4	1967—1971	Памиро-Алай, гребень хребта Сурх-Ку (1,70 км)
Гушары (ТаджНИОЭ)	3, 4	1970—1972	Памиро-Алай, тальвег узкой долины (1,40 км)
Санглок (ТаджНИОЭ)	3, 4	1972—1975	Памиро-Алай, вершина отрога Вахшского хребта (2,20 км)
Джизакский (ТаджНИОЭ)	3, 4	1974—1975	Памиро-Алай, платообразный водораздел хребта Нуратау (0,80 км)
Тахта-Карача (ТаджНИОЭ)	4	1974—1975	Памиро-Алай, перевал отрога Зеравшанского хребта (1,70 км)
Армудан (КиргНИОЭ)	3, 4	1977—1978	Северный Сахалин, Камышовый хребет (0,37 км)
Холмский (КиргНИОЭ)	3, 4	1977—1978	Южный Сахалин, низкорослый перевал (0,42 км)
Таганай гора (БРС Уральского управления по гидрометеорологии и КирГУ)	1	1982—1984	Урал, гребень хребта Таганай (1,11 км)

гидрометеорологии и кафедрой метеорологии Киргизского университета.

Как сами станции, так и их измерительные средства и станды были разнотипны из-за того, что они создавались в разное время силами различных институтов и отдельных инициативных групп.

Однако имевшиеся различия не носили принципиального характера, исключающего возможность анализа полученных данных. За период работы станций наблюдения удавалось провести по согласованным программам и часто совместными усилиями. Особенно важно то, что в работе использовался единый предложенный автором подход для статистического и климатического анализа и интерпретации получаемых результатов.

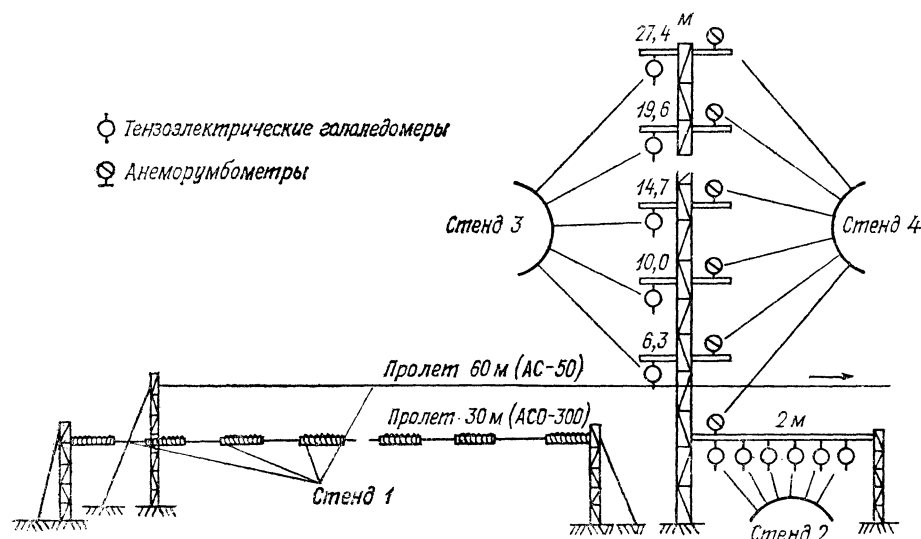


Рис. 3.1. Расположение и принцип устройства измерительных стенов. ГВИСТ Курдай (Тянь-Шань).

Рассмотрим оборудование стенов и решаемые на них задачи на примере ГВИСТ Курдай (рис. 3.1), а затем укажем на наиболее существенные отличия от них на других станциях.

Стенд 1 предназначался для изучения влияния закручивания провода на форму, геометрические размеры и массу гололедных отложений. Он состоял из двух пролетов: модельного с проводом АСО-300 длиной 30 м, подвешенным на концах на высоте около 2,5 м, и пролета с проводом АС-50 длиной 60 м, подвешенным на высоте около 3 м. Провод АСО-300 имеет три центральные стальные жилы и два повива из алюминиевой проволоки, так что его внешний диаметр равен 24 мм. Провод АС-50 имеет одну стальную жилу, один повив из алюминиевой проволоки и общий диаметр 10 мм. Чтобы обеспечить достаточное закручивание провода АСО-300 в 30-метровом пролете, через каждый метр длины были убраны алюминиевые проволоки. В результате при отложениях массой 1 кг/м и более закручивание центральной зоны пролета обычно достигало 180—360°.

При гололедных отложениях в пяти закрепленных точках обоих пролетов по специальным шаблонам определялся угол

закручивания провода [точность  $\pm (5-10)^\circ$ ], копировалось сечение гололедного осадка, измерялась (взвешивалась после снятия) масса отложения (точность 5—10 %). То, что пролеты имели высоту подвески проводов ниже рабочих высот ВЛ, никоим образом не влияло на изучение явления закручивания. При натуральных высотах увеличились бы массы отложений на проводах, т.е. измерения соответствовали как бы более интенсивным процессам. Однако с этим приходилось мириться, учитывая хорошую доступность высоты 2—3 м для трудоемких ручных измерений.

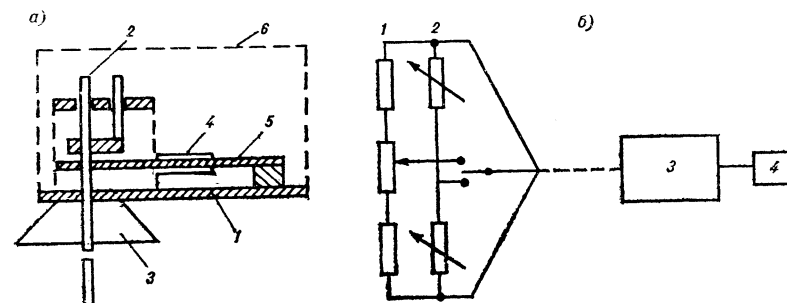


Рис. 3.2. Устройство и электрическая схема тензометрического гололедомера.

а) Механическая часть: 1 — основание, 2 — подвижный шток с приемником гололедного осадка, 3 — защитный кожух приемника, 4 — тензодатчики, 5 — плоская пружина, 6 — корпус; б) Электрическая схема: 1 — контрольный полумост, 2 — рабочий полумост, 3 — усилитель тока «Топаз», 4 — стрелочный регистратор. Техническая характеристика: дистанционность 250—300 м, чувствительность около 10 г, относительная инструментальная погрешность измерений около 10 % при осадках до 100 г/м и около 5 % при осадках 200 г/м и более, пределы измерений — от 0,1 до 10 кг/м, питание — аккумуляторные батареи 12—15 В.

Стенд 2 предназначался для изучения влияния диаметра провода на массу и геометрические размеры отложений. Он включал шесть специально разработанных тензометрических гололедомеров (рис. 3.2), работающих на принципе измерения нагрузочных деформаций преобразованием их в изменение величины постоянного тока [162]. Приемником гололеда служили вертикальные стержни длиной 0,5 м и диаметром от 5 до 40 мм. Изменение массы приемника (стержня) из-за отложения гололеда приводило к деформации плоской рабочей пружины, на которую наклеивался мост сопротивлений из тензодатчиков, защищенный от атмосферных воздействий специальным герметизирующим составом. Разбалансировка моста вызывала рабочий ток, который усиливался 10-канальным усилителем постоянного тока типа «Топаз» и измерялся чувствительным стрелочным индикатором. Схема предусматривала установку нуля перед каждым измерением и простую калибровку приборов с помощью разновесов. Удаленность гололедомеров от измерительного пульта, находящегося в помещении, достигала 130 м. Измерительный пульт

обеспечивал коммутацию для установки нуля и измерений на одном индикаторе поочередно шести гололедомеров стенда 2 и шести гололедомеров стенда 3. Это позволило значительно повысить оперативность измерений и их качество, полностью исключив малопроизводительный ручной труд при замерах массы отложений. При определении геометрических размеров отложений использовались шаблоны для снятия копий сечений осадков.

Стенд 3 использовался для изучения влияния высоты подвеса проводов на массу гололедных отложений. Он состоял из шести тензометрических гололедомеров, имеющих диаметр приемных стержней 10 мм. Гололедомеры подвешивались на траверзах мачты на высоте от 2 до 27,5 м. Процедура измерений аналогична проводимой на стенде 2.

Вертикальное расположение стержней стендов 2 и 3 выбрано не случайно. В горных районах гололедные отложения образуются в набегающем потоке, как правило, при умеренных и сильных скоростях ветра. С этой точки зрения располагать приемник гололеда вертикально или горизонтально особого значения не имеет. Но при горизонтальном расположении возникает пульсирующая совместно с потоком аэродинамическая подъемная сила, которая накладывается на массу гололеда и которую трудно отфильтровать при измерениях массы. Кроме того, колебание направления потока приводит на вертикальных стержнях к образованию муфтообразного осадка, более похожего на осадок на проводах ВЛ, имеющего лучшее сцепление с проводом и меньшую вероятность самообрушения в период роста.

Стенд 4 включал шесть анеморумбометров М-47, расположенных на высоте от 2 до 28 м. Он предназначался для изучения влияния высоты на изменение скорости ветра. Стрелочные указатели скорости приборов монтировались компактно на одной панели и одновременно фотографировались специальной регистрирующей фотокамерой РФК-5. Коммутирующее устройство автоматически задавало скорость съемки в один кадр через 10 с. При усилении скорости ветра до нужного уровня (обычно 10 м/с) включалась фотокамера и велась съемка примерно в течение односторонней серии. Отсчеты с пленки снимались после ее проявления с помощью проектора и вычислялись 2-минутные или 10-минутные средние из 12 и 60 отсчетов соответственно. Выбранная частота съемки обеспечивала получение надежных средних значений скорости.

Эти стенды использовались также для изучения влияния осреднения на значения максимальных скоростей в интервале до 10 мин.

На других гололедно-ветровых испытательных станциях отличия в устройстве измерительных стендов заключались в основном в следующем.

Прежде всего стенды 3 и 4 имели различные предельные высоты мачт — от 10 м на экспедиционных пунктах до 20—36 м на ГВИСТ. В последний период работы станции Зардолю удалось

провести измерения на установленной там телемачте высотой 55 м, что значительно повысило надежность выводов о характере изменения скорости ветра и гололедных отложений с высотой в условиях гребневых зон.

Стенды 1 на станциях Орто-Ашу, Зардолю и Анзоб представляли собой опытные пролеты ВЛ в габаритах от 10 до 220 кВ, длиной от 60 до 500 м. Стенды 2 и 3 состояли либо из набора жестких стержней различного диаметра, устанавливаемых на одной высоте, или одного диаметра, устанавливаемых на разных высотах, либо вместо стержней в пролетах использовались провода, имеющие различный диаметр (стенд 2) или различную высоту подвеса (стенд 3).

В качестве стенда 4 использовались приборы М-47, установленные на опорах пролетов, с визуальной записью отсчетов (ст. Чокпар) или анеморумбографы М-12 (ст. Юбилейная) и анеморумбометры М-25 (ст. Зардолю) с записью на ленте.

На трех станциях — Орто-Ашу, Зардолю и Подсека — действовали дополнительно стенды 5 для изучения влияния угла встречи ВЛ по отношению к гололедонесущему потоку на размеры и массу отложений. Так, на ст. Орто-Ашу это был опытный участок ВЛ с пятью пролетами длиной 60 м, направленными под углами 90, 60, 45, 15 и 0° относительно господствующего потока. В каждом пролете на высоте 2 м подвешивалось по два провода диаметром 0,5 и 1,7 см. На ст. Подсека стенд 5 был представлен пятью модельными пролетами 10-метровой длины, направленными через 22,5°, а на ст. Зардолю использовалась самоориентирующаяся следящая установка с приемными стержнями диаметром 5, 15 и 22 мм, также направленными через 22,5°.

Кроме того, станции Чокпар, Орто-Ашу, Зардолю, Анзоб и Подсека были оборудованы установками и стендами для изучения других вопросов, связанных с работой механической части ВЛ, которые выходят за рамки настоящей книги и поэтому здесь не рассматриваются.

Наконец, на станциях Орто-Ашу, Подсека и экспедиционном пункте Таганай гора были проведены сравнительные наблюдения за отложениями на опытном пролете (базовая гололедная установка), типовом гололедном станке и гололедомерных установках, имитирующих фактор закручивания проводов, которые разработаны в КиргНИОЭ [130] и БРиС Уральского управления по гидрометеорологии [87].

В результате работы гололедно-ветровых испытательных станций и экспедиционных пунктов был собран уникальный материал, не имеющий аналогов как в СССР, так и за рубежом. Полученные основные выводы опубликованы в работах [7, 9, 29, 30, 108, 111, 127, 129, 146—148, 166—168]. В настоящей книге этот материал представлен впервые в полном виде, что позволило не только дать его обзор под единым углом зрения, но и заметно уточнить результаты, а также сформулировать их в форме четких выводов, рекомендуемых для практического использования. Чтобы



нагляднее судить о надежности выводов, всюду объем исходных данных приводится параллельно с их статистическим анализом.

Статистический анализ данных сводился к следующему. Прежде всего измеренные значения скорости ветра, массы гололедных отложений, их геометрические размеры и все другие параметры представлялись в виде безразмерных коэффициентов

$$K_x = \frac{x}{x_0}, \quad (3.1.1)$$

где  $x$  — измеренное значение параметра;  $x_0$  — значение параметра, принимаемое за исходное: масса отложений в незакручивающейся точке на стенде 1, масса отложения на проводе диаметром 10 мм на стенде 2, масса отложения на высоте 10 м на стенде 3, скорость ветра на высоте 10 м на стенде 4 и т. д.

Следовательно, величины  $K_x$  во всех случаях имели вид поправочных коэффициентов для перехода к нормативным значениям от измеренных на гололедном станке на уровне ветроизмерительного прибора.

Статистические зависимости параметров ветровых и гололедных нагрузок от угла закручивания провода, его диаметра, высоты подвеса и других факторов искались методами корреляционного и регрессионного анализов. В общем случае уравнения регрессии представлялись в форме параболической зависимости не выше 2-го порядка

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2, \quad (3.1.2)$$

где  $y = K_x$  — поправочный коэффициент по (3.1.1);  $x$  — значение фактора: угол закручивания, диаметр провода, высота подвеса и т. д.;  $a_0, a_1, a_2$  — коэффициенты уравнения, определяемые методом наименьших квадратов по измеренным данным значений фактора  $x$ .

В целом ряде случаев оказалось достаточно ограничиться обычной линейной регрессией вида

$$y = a_0 + a_1x. \quad (3.1.3)$$

Для опытной проверки целесообразности использования уравнения (3.1.2) была составлена программа для расчета различных форм эмпирических зависимостей: параболической от 1-го до 4-го порядков, степенной, показательной и логарифмической. Проведенные расчеты показали, что достаточно ограничиться параболой 2-го порядка, так как другие формы эмпирических зависимостей (в том числе и параболы 3-го и 4-го порядков) статистически не уточняют результаты, т. е. зависимости (3.1.2) и (3.1.3) являются адекватными исследуемым эмпирическим данным.

Когда это было необходимо и объем опытных данных был достаточно, производилось расслоение статистических выборок по уровню процесса. Например, исследовалось влияние диаметра провода на массу отложения или изменение скорости ветра и

массы отложения с высотой при различном уровне скорости и массе отложения на высоте 10 м и т. д. На станциях, где сильные ветры имеют различные направления, применялось расслоение данных по направлениям.

Наиболее сложным и ответственным моментом являлась интерпретация полученных результатов относительно типов орографического строения поверхности. Именно решение этой задачи на заключительном этапе анализа определяло практическую значимость и возможности широкого использования результатов в строительной практике. Насколько эффективно удалось связать статистические выводы о поправочных коэффициентах в горных районах с типами орографических условий видно из разделов 3.2—3.8, где мысль о такой связи проходит через весь анализ как необходимая доминанта исследования.

### 3.2. Влияние периода осреднения на значения больших скоростей ветра

Вполне очевидно, что с увеличением периода осреднения скорости ее максимальное значение уменьшается. Современные типовые приборы, имеющие в качестве ветроприемника винт (М-47, М-49, М-63), измеряют мгновенные значения скорости или скорости в порывах с осреднением 3—4 с [161]. Это верхний инструментальный порог осреднения скорости. Для практических целей могут потребоваться скорости с различным периодом осреднения. В настоящее время для расчета статических составляющих ветровых нагрузок на сооружения, морские суда и ветрового волнения моря используются максимальные 10-минутные средние скорости. Однако наряду с этим для многих целей применяются максимальные двухминутные значения. Часто необходимо также знать скорости в порывах. Очевидно, имеется практическая необходимость оценить влияние периода осреднения на максимальные скорости внутри 10-минутного интервала и найти коэффициенты для перехода от скорости одного периода осреднения к другому.

К сожалению, имеющиеся исследования весьма немногочисленны, если исключить работы, посвященные сравнению показаний различных приборов. Но в этом случае в коэффициенты на осреднение входит также влияние конструктивных различий приборов. Кроме того, интерес представляют большие скорости ветра, близкие к тем, на которые рассчитываются сооружения.

В работах [13, 15, 20, 33, 70, 76, 172] приводятся результаты сравнения показаний флюгера с другими ветроизмерительными приборами (МС-13, М-12, М-25, М-63М, АРМЭ, М-47) при скоростях ветра до 20—30 м/с. Все авторы в целом приходят к выводу, что при скорости до 10—15 м/с различия в значениях между показаниями флюгера и других приборов лежат в пределах инструментальных погрешностей, а при более высоких значениях

скоростей различия возрастают до 3—5 и даже 10 м/с и более. При этом наблюдается завышение скоростей ветра по показаниям флюгера. Объяснить это можно тем, что методика наблюдений по флюгеру не гарантирует инструментального качества. В подтверждение сказанного приведем такой пример. Метеорологические станции Курдай и Рыбачье на протяжении 10—15 лет ежегодно отмечали по несколько случаев скорости ветра 40 м/с и более. После установки на этих станциях приборов М-12 и М-63М наблюдатели быстро скорректировали по ним показания флюгера и в течение последующих 15 лет по флюгеру не было отмечено ни одного случая таких больших скоростей.

В работе [172] приводятся данные параллельных наблюдений по флюгеру и по прибору М-63М для 20 ГМС Мурманского, Северного, Андерминского, Диксоновского, Тиксинского и Певекского управлений по гидрометеорологии. Результаты наблюдений по флюгеру для скорости 15 м/с и более были подвергнуты нами статистической обработке (445 пар). Оказалось, что коэффициент корреляции равен 0,89 и адекватной выборке является линейная регрессия

$$v_{\text{М-63}} = K_a v_{\text{ф}} + 1,4 \pm 1,2, \quad (3.2.1)$$

откуда следует приближенное равенство

$$v_{\text{М-63}} = K_a v_{\text{ф}}, \quad (3.2.2)$$

где  $K_a = 0,88$  есть упоминавшийся в п. 1.2 коэффициент перехода от показаний флюгера к показаниям прибора М-63М, который учитывает различия как их конструкций, так и периодов осреднения.

В районе Нефтяных камней на Каспийском море [44] по записи прибора М-28 (коэффициент инерции 1—2 с) при скоростях ветра до 28 м/с найдено, что величины порывов  $K = v_{\text{пор}}/\bar{v}_{10 \text{ мин}}$  распределены нормально; при  $v \geq 15$  м/с  $K \rightarrow 1,2, \dots, 1,25$  и мало зависит от уровня скорости ветра, увеличиваясь с приближением к земной поверхности и при устойчивой стратификации атмосферы.

Для решения вопроса о влиянии осреднения на максимальную скорость ветра внутри 10-минутного интервала были проведены специальные наблюдения на шести пунктах, находившихся в горных районах Тянь-Шаня и Сахалина. Наблюдения велись по приборам М-47 в виде 10-минутных серий, состоящих из дискретных отсчетов через каждые 10 с при средних скоростях ветра 15 м/с и более (только для одного пункта был использован диапазон скоростей 5—12 м/с). Затем вычислялись 10-минутные средние скорости  $v_{10}$ , и внутри этих 10-минутных интервалов определялись максимальные мгновенные значения скорости, которым приписывался интервал осреднения 10 с ( $v_{10 \text{ с}}$ ), а также вычислялись максимальные средние одно- и двухминутные значения ( $v_1$  и  $v_2$ ).

Для каждого 10-минутного интервала вычислялись коэффициенты

$$K_2(\Delta t) = \frac{v_{\Delta t}}{v_2}, \quad (3.2.3)$$

где  $\Delta t$  равнялось 10 с, 1 мин и 10 мин.

Таким образом, анализ  $K_2(\Delta t)$  показал, как внутри 10-минутного интервала распределены максимальные значения скоростей любого интервала осреднения относительно двухминутных скоростей. Нетрудно видеть, что результаты анализа  $K_2(\Delta t)$  по (3.2.3) легко можно пересчитать относительно любого другого интервала осреднения, включая 10 с и 10 мин.

Полученные средние значения  $\bar{K}_2(\Delta t)$  для шести пунктов приведены в табл. 3.2. Они представлены дифференцированно в зависимости от скорости ветра и высоты расположения ветроизмерительного прибора над поверхностью земли. Кроме того, приведены пределы разброса индивидуальных значений  $K_2(\Delta t)$  по пунктам и итоговые данные по всей группе пунктов.

Как видно из табл. 3.2, всего выполнено 742 10-минутных серии измерений. Наблюдениями охвачены территории с различными орографическими условиями (от подножий склонов до гребней высокогорных хребтов) в диапазоне высот от 0,42 до 3,60 км. Приборы на мачтах располагались на высоте от 6 до 30 м, средние 10-минутные скорости ветра составляли в основном 15—25 м/с. Анализ полученных данных позволяет сделать следующие выводы относительно  $\bar{K}(\Delta t)$ .

Средние значения коэффициентов для сильно изрезанного горного рельефа практически не зависят от орографических условий и абсолютной высоты местности. Безразлично, находится ли пункт наблюдения у подножия склона, на нижней или средней его части или на гребне высокогорного хребта вплоть до высоты 3,5—4,0 км. Следует однако подчеркнуть, что все шесть пунктов располагались на незащищенных складками местности участках склонов, т. е. это были относительно плоские или водораздельные выпуклые формы рельефа.

В диапазоне высот 10—30 м и, видимо, выше (до 50 м), т. е. на высотах опор ВЛ и подвески проводов, а также зданий различного назначения, коэффициенты мало зависят от высоты над поверхностью земли и могут приниматься едиными.

Пункты на Тянь-Шане располагались друг от друга на расстоянии сотен километров (в пределах тысячи). Пункт Холмский находился в горах Южного Сахалина примерно на широте г. Холмска. Сильные ветры в зоне подножий склонов и на гребнях высокогорных хребтов обычно не связаны между собой во времени и часто вызываются различными причинами, т. е. имеют различную природу. Это позволяет сделать косвенный вывод о том, что коэффициенты  $\bar{K}_2(\Delta t)$  не только практически не зависят от физико-географического положения горного региона или его части, но и от специфики их синоптико-климатических условий.

Таблица 3.2  
Средние значения  $\bar{K}_2 (\Delta\tau)$  для пунктов, расположенных в различных  
орографических условиях

Пункт (регион)	Высота прибора, м	Скорость ветра, м/с	Число случаев	$\bar{K}_2$ (10 с)	$\bar{K}_2$ (1 мин)	$\bar{K}_2$ (10 мин)
Холмообразное подножие гор						
Чокпар (Тянь-Шань, 0,85 км)	10	15—20	28	1,15	1,03	0,93
	20	15—20	179	1,13	1,03	0,94
		>20	67	1,13	1,03	0,95
Низкогорный перевал						
Холмский (Южный Саха- лин, 0,42 км)	6	15—20	42	1,16	1,03	0,91
	10	15—20	42	1,15	1,03	0,91
	20	15—20	42	1,13	1,03	0,92
	6	>20	12	1,19	1,02	0,94
	10	>20	12	1,19	1,04	0,95
Пределы $K_2(\Delta\tau)$	20	>20	12	1,17	1,03	0,95
				1,03—1,49	1,00—1,10	0,74—0,99
Выположенный платообразный водораздел						
Курдай (Тянь-Шань, 1,15 км)	15	15—20	21	1,09	1,02	0,96
		>20	21	1,13	1,02	0,97
	20	15—20	21	1,09	1,02	0,96
		>20	21	1,12	1,01	0,96
	30	15—20	21	1,07	1,02	0,97
Пределы $K_2(\Delta\tau)$		>20	21	1,10	1,02	0,97
				1,02—1,19	1,00—1,09	0,89—0,99
Нижняя треть склона высокогорного хребта						
Баубашата (Тянь-Шань, 1,6 км)	10	5—12	22	1,09	1,02	0,95
	15	5—12	22	1,09	1,02	0,95
	22	5—12	22	1,08	1,02	0,95
Пределы $K_2(\Delta\tau)$				1,02—1,22	1,00—1,07	0,95
Средняя часть склона высокогорного хребта						
Юбилейная (Тянь-Шань, 2,40 км)	10	15—20	23	1,15	1,03	0,93
				1,02—1,45	1,00—1,09	0,86—0,99
Гребень высокогорного хребта						
Орто-Ашу (Тянь-Шань, 3,60 км)	15	15—20	83	1,11	1,02	0,93
		>20	8	1,12	1,02	0,94
			742	1,14	1,03	0,94
Среднее по пунктам						
Разброс средних $\bar{K}_2(\Delta\tau)$				1,07—1,19	1,01—1,04	0,91—0,97
Разброс $K_2(\Delta\tau)$ общий				1,02—1,49	1,00—1,10	0,80—0,99

В диапазоне скоростей 10—30 м/с и, видимо, выше (до 40—50 м/с) коэффициенты мало зависят от уровня скорости и могут быть приняты едиными.

Таким образом, в горных районах с сильно изрезанным рельефом в приземном слое до высоты 30—50 м структура воздушного потока в основном обуславливается общим характером сильно изрезанного рельефа и такова, что соотношение максимальных скоростей, имеющих различное осреднение внутри 10-минутного

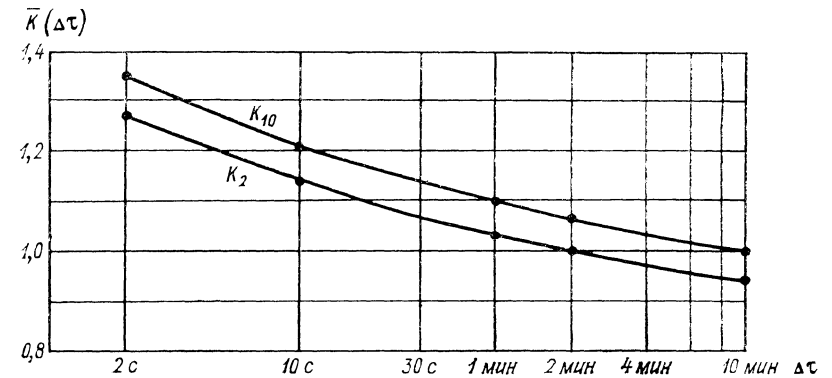


Рис. 3.3. Зависимость коэффициентов  $\bar{K}_2$  и  $\bar{K}_{10}$  от интервала осреднения скорости.

интервала, остается примерно одинаковым не зависимо от физико-географического положения региона, его синоптико-климатических особенностей, абсолютных высот и уровня скоростей, когда они более 15 м/с.

В табл. 3.3 приведены рекомендуемые для практического использования средние значения  $K_2$  и  $K_{10}$ , рассчитанные относительно скоростей, осредненных за 2 и 10 мин [114].

На графике рис. 3.3 показана зависимость коэффициентов  $K_2$  и  $K_{10}$  от периода осреднения скорости в полулогарифмических координатах, построенная по данным табл. 3.3. Левые концы

Таблица 3.3

Средние значения $\bar{K}_2$ и $\bar{K}_{10}$ в горных районах				
Коэффициент	Период осреднения			
	10 с	1 мин	2 мин	10 мин
$\bar{K}_2 = v_{\Delta\tau}/v_2$	1,14	1,03	1,00	0,94
$\bar{K}_{10} = v_{\Delta\tau}/v_{10}$	1,21	1,09	1,06	1,00

зависимостей проэкстраполированы до 2 с. Поэтому ход кривых от 10 до 2 с носит прогностический характер. График удобен для оценки  $K_2$  и  $K_{10}$  для любого интервала осреднения скорости внутри 10 мин.

Как видно, среднее различие между 2-минутными и 10-минутными скоростями составляет 6 %, между 2-минутными и 10-секундными — 14 %, а между 10-минутными и 10-секундными — 21 %.

Еще раз подчеркнем, что все скорости внутри 10-минутного интервала выбраны как средние максимально возможные, кроме, естественно, самой средней 10-минутной. Поэтому по своему смыслу  $K_2$  и  $K_{10}$  есть средние коэффициенты для перехода от 10-минутных к средним максимально возможным скоростям других интервалов осреднения. Такой переход осуществляется по формуле:

$$v_{\Delta\tau} = K_2(\Delta\tau) v_2; \quad v_{\Delta\tau} = K_{10}(\Delta\tau) v_{10}, \quad (3.2.4)$$

где предполагается, что  $v_2$  и  $v_{10}$  заданы, а коэффициенты  $K_2$  и  $K_{10}$  находятся по табл. 3.3 или рис. 3.3.

Заметим, что если выбор  $v_{10}$  с,  $v_1$  и  $v_2$  был бы осуществлен случайным образом, например, их первыми значениями в 10-минутном интервале или любыми другими значениями с фиксированным временным положением, то скорее всего значения коэффициентов были бы близки к единице.

В работе [167] на независимом материале объемом в 232 10-минутных серии при скоростях ветра более 14 м/с, относящихся к гребню Киргизского хребта и горе Подсека, получены аналогичные выводы, касающиеся примерного постоянства коэффициентов для различных горных регионов, абсолютных высот и типов орографических условий. При этом значения коэффициентов  $\bar{K}_2(\Delta\tau)$  для 0,5, 1 и 10 мин (табл. 3.4) расходятся с дан-

Таблица 3.4

Значения  $\bar{K}_2(\Delta\tau)$  и  $(K_2(\Delta\tau) + 2\sigma_{K_2})$  по работе [167]

Величина	Период осреднения, мин						
	0,5	1	2	4	6	8	10
$\bar{K}_2(\Delta\tau)$	1,08	1,04	1,0	0,96	0,94	0,93	0,91
$\bar{K}_2(\Delta\tau) + 2\sigma_{K_2}$	1,19	1,09	1,0	0,90	0,88	0,84	0,81

ными табл. 3.3 и рис. 3.3 всего на 0,01—0,03 (равны соответственно 1,08, 1,04 и 0,91). Хорошо совпадают также фактический разброс  $K_2(\Delta\tau)$ , показанный в табл. 3.3, и разброс, оцененный по верхней границе интервала  $K_2(\Delta\tau) + 2\sigma_{K_2}$ , приведенный в табл. 3.4.

Представим теперь коэффициент  $K_n = 0,88$  в (3.2.2) равным произведению двух коэффициентов:  $K_K$ , который учитывает конструктивные различия прибора М-63М и флюгера, и  $K_2(\Delta\tau = 10) = 0,94$ , который учитывает влияние различий в 2-минутном и 10-минутном осреднении. Тогда,  $K_K = 0,94$  и, следовательно, различия в конструкции приборов и методиках наблюдений вносят в среднем такой же вклад в более высокие скорости, отмечаемые флюгером, как и различия в периодах осреднения по этим приборам.

### 3.3. Вертикальные профили больших скоростей ветра

Как известно [4, 56, 57, 89], для вертикального профиля ветра в приземном слое теоретически была получена логарифмическая зависимость

$$v(z) = v_1(z_1) \frac{\ln z - \ln z_0}{\ln z_1 - \ln z_0}, \quad (3.3.1)$$

где  $z_1$  — фиксированная высота;  $v_1(z_1)$  — известная скорость ветра на этой высоте;  $z_0$  — параметр шероховатости или высота, на которой средняя скорость  $\bar{v}(z_0) = 0$ . Закон (3.3.1) точно должен выполняться при безразличной стратификации атмосферы. Его опытная проверка по данным мачтовых и аэрологических наблюдений в слое до 500 м показала, что он удовлетворительно описывает профиль усредненных за большие периоды (месяц, год) скоростей ветра и только в тех случаях, когда наблюдаются небольшие скорости у поверхности земли [19, 56]. Для горных районов, для которых пока еще не созданы математические модели приземного слоя, параметр  $z_0$  становится неопределенным и обычно теряет смысл.

Поэтому на практике чаще используется степенная формула, которая во многих случаях лучше описывает профиль скорости

$$v(z) = v_1(z_1) \left( \frac{z}{z_1} \right)^m, \quad (3.3.2)$$

где  $m$  — параметр, зависящий от местных физико-географических условий и стратификации атмосферы.

Точность аппроксимации вертикальных профилей ветра формулой (3.3.2) проверялась многими исследователями. Хороший обзор результатов содержится в работе М. В. Завариной [56], где отмечается, что  $m$  зависит от стратификации атмосферы, условий защищенности и уровня скорости.

Для нас наиболее важно то, что при сильных ветрах у поверхности земли значение  $m \rightarrow 0$  и  $v(z) \rightarrow \text{const}$ , т. е. скорости ветра выравниваются в значительном слое или даже могут убывать с высотой, когда параметр  $m$  становится отрицательным.

В табл. 3.5, заимствованной из [56], приведены значения  $m$  для четырех аэрологических станций, расположенных в различ-

Таблица 3.5

Показатель  $m$  для нижнего 100-метрового слоя  
при больших скоростях ветра по флюгеру

Станция	Градация $v_{\phi}$ , м/с					
	10—12	13—15	16—18	19—21	22—24	25
Диксон	0,08	0,08	0,06	0,05	—0,04	—0,08
Тикси	0,09	0,06	0,07	—0,05		
Воейково	0,09	0,00	0,00			
Рига	0,09	0,00	—0,15	—0,18		

ных зонах. Из таблицы видно, что с некоторого уровня скорости у поверхности земли  $m$  близко к нулю или даже принимает отрицательные значения, когда скорости уменьшаются с высотой.

В табл. 3.6, взятой из той же работы [56], приведены профили скорости по пяти станциям при максимальных за весь период скоростях по флюгеру, когда производился выпуск радиозондов. Из таблицы видно, что в этих случаях скорости или не возрастали или убывали с высотой в нижнем 200-метровом слое.

Таблица 3.6

Скорости ветра (м/с) в нижнем 200-метровом слое  
при максимальных скоростях по флюгеру

Станция	Высота, м		
	флюгер	100	200
Диксон	28	24	23
Киев	16	14	16
Новосибирск	16	13	14
Рига	20	12	16
Ростов-на-Дону	23	21	22

Приведенные примеры убедительно говорят о том, что при максимальных скоростях ветра у поверхности земли, которые вызывают опасные нагрузки на сооружения, близкие к расчетным, профиль скорости в нижнем 50—100-метровом слое таков, что ее можно принять не зависящей от высоты и равной скорости на уровне 10—20 м. В этих случаях в вертикальном разрезе зоны больших скоростей носят струйный характер с максимумом скорости на этой небольшой высоте у поверхности земли. Требуется, однако, выяснить, закономерно ли это и для горных районов и во всех ли ситуациях сильных ветров справедлива модель  $v(z) = \text{const}$  в нижних 50—100 м. Например, скорости ветра

у поверхности земли могут также повышаться при возникновении струйных течений пограничного слоя атмосферы [19, 56]. Тогда, вопрос о том, какой профиль  $v(z)$  выбрать для расчета ветровых нагрузок, будет определяться как характером усиления скорости на уровне флюгера, так и величиной этого усиления.

К сожалению, в гидродинамической теории обтекания хребтов воздушным потоком пока нет четкого ответа на эти вопросы. Известно, что при сильных ветрах в нижней и средней тропосфере, направленных примерно поперек хребта, на подветренном склоне возникают течения типа орографических волн или ротора, для которых характерна значительная турбулентность [25, 171]. Она может приводить к выравниванию скоростей в нижнем слое. Кроме того, к возрастанию или ровному профилю ветра над гребнем хребта должно приводить сжатие потока в вертикальной плоскости.

Таким образом, для горных районов можно сделать следующие выводы качественного характера о возможных вертикальных профилях скорости ветра:

1) при волновых и роторных течениях в гребневых зонах и на подветренных склонах хребтов имеет место очень высокий уровень турбулентности, который должен приводить к выравниванию распределения скоростей ветра по высоте;

2) потоки над гребнями и подветренными склонами за счет сжатия струи в вертикальной плоскости должны носить струйный характер с максимальными скоростями в самых нижних слоях;

3) при потоках вдоль склона, когда они не носят роторного и струйного характера, возможно возрастание максимальных скоростей ветра с высотой;

4) над поверхностями предгорных равнин, приподнятых ровных плато и днищ обширных межгорных впадин также возможно возрастание максимальных скоростей ветра с высотой;

5) в целом чем выше скорости на уровне флюгера, тем вероятнее ожидать отсутствие их возражений с высотой; распределение скоростей в таких случаях носит струйный характер с максимумом на высотах до 10—30 м.

Проверка этих положений была сделана на материале наблюдений ГВИСТ и экспедиционных пунктов, располагавшихся в различных высотных зонах и типах орографических условий Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Сахалина. В табл. 3.7—3.10 приведены фактические или рассчитанные по параболическим уравнениям регрессий 2-го порядка значения  $K_v(z) = v_z/v_{10}$  при различных скоростях и направлениях ветра на высоте 10 м, полученные для склонов хребтов в слое от 2 м до высоты мачт. Во всех таблицах дан также объем выборки  $n$ , равный числу серий высотных записей скорости двухминутного или 10-минутного осреднения, для которых рассчитывались  $K_v(z)$ . В тех случаях, когда скорость закономерно не возрастала и не убывала с высотой и коэффициенты параболической корреляции оказались менее 0,7, приведены фактические значения коэффициентов. Все это позволяет судить

как о надежности выводов, так и об уровне максимальных скоростей, к которым они могут быть отнесены.

В зоне холмообразных подножий, нижней и средней частей склонов Тянь-Шаня и Памиро-Алая проведены весьма обстоятельные мачтовые измерения профилей скорости до высоты 25—35 м [7]. По этим данным в Чокпаре (табл. 3.7) осредненный по 840

Таблица 3.7

Значения  $K_v(z)$ , полученные для зон холмообразных подножий и нижней части склонов Тянь-Шаня

Направление ветра	$v$ (10) м/с	$n$	Высота над поверхностью земли, м					
			2	5	10	15	20	25
			Подножие склонов (Чокпар, 0,85 км)					
В, СВ	5—10	300	0,92	0,96	1,0	1,03	1,03	1,02
В, СВ	10—15	420	0,92	0,95	1,0	1,03	1,03	1,00
В, СВ	15—20	120	0,88	0,93	1,0	1,03	1,03	1,00
В, СВ	10—20	540	0,91	0,95	1,0	1,03	1,03	1,00
В, СВ	5—20	840	0,91	0,95	1,0	1,03	1,03	1,02

Нижняя часть склонов, седловина бокового гребня (Баубашата, 1,53 км)  
В, ЮВ | 5—15 | 124 | 0,74 | 0,94 | 1,0 | 1,06 | 1,04 | 0,95

Нижняя часть склонов, боковой гребень (Баубашата, 1,64 км)  
В, ЮВ | 5—15 | 197 | 0,74 | 0,86 | 1,0 | 1,06 | 1,03 |

сериям профиль  $K_v(z)$  практически постоянен в слое 10—25 м, где  $K_v(z)$  принимают значения от 1,0 до 1,03, сохраняя тенденцию к некоторому снижению значений выше 20 м. Такая картина характерна для всех наблюдавшихся уровней скоростей от 5 до 20 м/с на высоте 10 м. В слое от 2 до 10 м возрастание скорости также мало, так что средние  $K_v(2) = 0,91$  и  $K_v(5) = 0,95$ . Таким образом, осредненный профиль скорости здесь можно аппроксимировать ломаной линией: со слабым возрастанием скорости в слое от 2 до 15 м и ее постоянством в слое 15—25 м.

В нижней части склонов на небольшой вершине бокового гребня и в его седловине (ст. Баубашата, табл. 3.7) получены аналогичные профили  $K_v(z)$  с той лишь небольшой разницей, что возрастание в слое от 2 до 10—15 м идет несколько быстрее [ $K_v(2) = 0,74$ ].

На Памиро-Алае Л. А. Савченко и А. С. Волковым [30, 148] на мачтах, расположенных на боковом гребне хребта Сурх-Ку (табл. 3.8, ст. Зардолу), получены профили  $K_v(z)$  при всевозможных направлениях ветра и скоростях от 5 до 20 м/с. Гребень ориентирован с востока-северо-востока на запад-юго-запад и поднимается к востоку. Поэтому ветры, имеющие ССЗ, С и ССВ румбы, направлены примерно нормально к хребту, а имеющие ЮЗ, ВСВ, СВ и В румбы — вдоль хребта. Оказалось, что для от-

Таблица 3.8

Значения  $K_v(z)$ , полученные для зон нижней части склонов Памиро-Алая (колонка с  $K_v(10) = 1$  опущена)

Направление ветра	$v$ (10) м/с	$n$	Высота над поверхностью земли, м						
			2	5	15	20	25	30	35
Боковой гребень (Зардолу, 1,67 км, мачта 36 м)									
ССЗ, С	5—10	19	1,07	1,03	0,98	0,97	0,96	0,96	0,96
ССЗ, С	10—15	19	1,05	1,03	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95
ССЗ, С	15—20	2	1,07	1,04	0,99	0,98	0,96	0,95	0,95
ССВ, СВ	5—10	23	0,95	0,97	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02
ССВ, СВ	10—15	22	0,90	0,93	1,02	1,03	1,03	1,03	1,03
ССВ, СВ	15—20	3			1,00	1,00	1,00	0,98	0,97
BCB	5—10	25	0,93	0,95	1,06	1,08	1,07	1,07	1,07
BCB	10—15	91	0,93	0,97	1,04	1,05	1,04	1,03	1,02
BCB	15—20	27	0,93	0,95	1,04	1,06	1,06	1,04	1,02
В	5—10	14	0,81	0,89	1,08	1,14	1,17	1,18	1,16
В	10—15	3	0,91	0,95	1,04	1,07	1,08	1,08	1,07
ЮВ	5—10	9	0,89	0,95	1,02	1,02	1,03	1,04	1,04
ЮЗ	5—10	30	0,90	0,94	1,02	1,02	1,03	1,04	1,04
ЮЗ	10—15	9	0,81	0,89	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01
Все направления	5—10	120	0,93	0,96	1,03	1,04	1,05	1,05	1,05
Все направления	10—15	144	0,92	0,95	1,02	1,03	1,03	1,02	1,02
Все направления	15—20	296	0,92	0,96	1,02	1,04	1,04	1,04	1,04

Боковой гребень (Зардолу, телемачта высотой 55 м на удалении 200 м)

ССЗ, С	5—15	14	0,87	1,00	1,01	1,04	1,05	1,05	1,05
ССВ									
BCB, В	5—15		0,77	0,95	1,04	1,06	1,06	1,06	1,05

(В слое 35—50 м коэффициенты  $K_v(z) = 1,05$ )

Северный склон ниже линии гребня на 50 м (Зардолу, 1,62 км)

СВ—В	5—10	64	0,74	0,88	1,04	1,07	1,09		
СВ—В	10—15	30	0,68	0,85	1,05	1,07	1,07		
ВЮВ	5—10	6	0,75	0,89	1,08	1,13	1,19		
ЮВ	5—10	9	0,48	0,72	1,23	1,35	1,43		
ЗЮЗ	5—10	23	0,62	0,86	1,07	1,08	1,09		
ЗСЗ—С	5—10	21	0,84	0,92	1,03	1,04	1,05		
	10—15	8	0,80	0,90	1,05	1,05	1,06		

Низкогорный перевал (Тахта-Карача, 1,70 км)

Нормальное к хребту	5—10	88	0,74	0,86	1,04				
	10—15	9	0,72	0,86	1,05				

Низкогорный Джизакский перевал (0,80 км)

СВ	5—10	48	0,84	0,96					
З, ЮЮВ	10—15	14	0,84	0,96					

крытого гребня при скоростях 10 м/с и более для всех направлений усредненный профиль  $K_v(z)$  также может быть аппроксимирован ломаной линией с увеличением  $K_v(z)$  в слое 2—15 м от 0,92 до 1,05 и постоянством  $K_v(z)$  выше в слое до 35 м. Очень важно,



что на рядом расположенной телемачте этот профиль с  $K_v(z) \leq 1,05$  сохраняется до ее конечной высоты 55 м.

На северном склоне ниже линии гребня примерно на 20—50 м скорости ветра возрастают с высотой в слое от 10 до 25 м при потоках, когда склон оказывается подветренным и нижние приборы попадают в ветровую тень при отрыве потока от поверхности земли.

Получены очень убедительные данные, относящиеся к боковому гребню (ориентирован примерно с севера на юг) средней части северного склона Киргизского хребта (табл. 3.9, ст. Юби-

Таблица 3.9

Значения  $K_v(z)$ , полученные для зон средней и верхней части склонов Тянь-Шаня и Памиро-Алая

Направление ветра	v (10) м/с	n	Высота над поверхностью земли, м					
			2	5	10	15	20	25

Боковой гребень Киргизского хребта (Юбилейная, 240 км)								
BCB	5—10	498	1,03	1,02	1,0	0,99	0,98	0,98
B	5—10	18	1,08	1,08	1,0	1,05	1,07	1,07
ВЮВ	5—10	1086	1,05	1,01	1,0	1,03	1,00	1,00
ЗЮЗ	5—10	162	1,06	1,01	1,0	1,04	1,02	1,02
ЗСЗ	5—10	594	1,02	1,01	1,0	1,03	1,01	1,01
СВ	10—15	36	0,98	1,00	1,0	1,00	1,06	1,06
BCB	10—15	816	0,99	0,99	1,0	0,99	0,99	0,99
ВЮВ	10—15	1392	0,95	1,00	1,0	1,01	1,01	1,01
З	10—15	66	0,95	1,05	1,0	0,99	1,01	1,01
ЗСЗ	10—15	66	1,00		1,0	0,96	0,98	0,98
ВЮВ	15—20	48	1,02	1,02	1,0	0,99	0,99	0,99
Все направления	5—10	2358	1,04	1,01	1,0	1,02	1,00	1,00
Все направления	10—15	2376	0,98	1,00	1,0	0,99	0,99	0,99
Все направления	5—20	4782	1,01	1,01	1,0	1,01	1,00	1,00

Гиссарский хребет, ниже гребня на 100 м

(Анзоб, 3,34 км)

Нормально к хребту	5—10	64	0,88	0,96	1,0	1,02	1,03	1,05
--------------------	------	----	------	------	-----	------	------	------

Киргизский хребет, перевал Орто-Ашу (3,60 км)

Нормально к хребту	5—20	360	0,83	0,89	1,0	0,93	0,86
--------------------	------	-----	------	------	-----	------	------

лейная, 240 км). Здесь в среднем можно принять постоянство скорости во всем слое от 2 до 25 м. Это подтверждается большим объемом наблюдений (4782 10-минутных серий), проведенных Ю. Т. Леоновым при самых различных направлениях ветра как вдоль, так и поперек гребня и при скоростях от 5 до 20 м/с на уровне 10 м. Характерно, что при некоторых направлениях максимум скорости отмечается на высоте 2 м, что, видимо, связано

с микрорельефными особенностями окружающей территории. Такая же картина наблюдалась и на Сахалине (ст. Подсека).

На гребнях высокогорных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая (табл. 3.9) наблюдения проведены на седловинном перевале Орто-Ашу [168] широтно ориентированного Киргизского хребта и на южном склоне широтного Гиссарского хребта ниже линии гребня примерно на 100 м [30]. В обоих случаях сильные ветры направлены нормально к хребту. Вследствие торможения потока наветренным южным склоном в гребневой зоне Гиссарского хребта измерениями охвачен диапазон скоростей только 5—10 м/с, хотя на самом гребне скорости были значительно выше. Для обеих гребневых зон в диапазоне скоростей 5—10 и 5—20 м/с получена та же картина, что и для подножия, нижней и средней частей склонов хребтов, когда от 10—15 до 25 м и выше  $K_v(z)$  можно принять постоянным и равным 1,0—1,05. Здесь также отмечается относительно малый рост скорости в слое от 2 до 10 м [ $K_v(2) = 0,83—0,88$ ]. Интересно отметить, что при экспедиционных наблюдениях в октябре 1965 г. автором на боковом гребне северного склона Киргизского хребта ниже перевала Орто-Ашу примерно на 100 м отмечено убывание скорости в слое от 2 до 10 м при скорости ветра 10 м/с и более.

Аналогичные данные получены для гребневых зон хребтов Сахалина (табл. 3.10). На низкогорном Холмском перевале, через который проходит автодорога Холмск — Южно-Сахалинск, при скоростях ветра от 5 до 25 м/с, направленных поперек хребта, профиль  $K_v(z)$  может быть аппроксимирован ломаной линией с небольшим возрастанием скорости в слое 2—15 м и постоянством  $[K_v(z) = 1,0...1,05]$  в слое выше 15 м. Эти результаты полностью совпадают с полученными в континентальных районах Средней Азии.

На гребне меридионального Камышового хребта (Западно-Сахалинские горы) примерно на широте г. Углегорска измерения проведены осенью 1977 г. и весной 1978 г. В осенний период при ветрах, направленных поперек хребта, получены профили сильных ветров (скорости на высоте 10 м от 5 до 25 м/с) с максимумом на уровне 5 м и убыванием скорости к высоте 20 м (сравните с данными по ст. Юбилейная). Этот профиль может быть аппроксимирован ломаной линией с возрастанием  $K_v(z)$  от 2 к 5 м и постоянством или снижением в слое 5—20 м. Весной 1978 г. направления сильных ветров были ближе к касательным к склону. Видимо, этим объясняется полученное некоторое увеличение скорости ветра с высотой в слое 5—25 м. При этом частный максимум на высоте 5 м сохранился во всех случаях.

Данные табл. 3.7—3.10 нанесены на график рис. 3.4, на котором тонкой штрихпунктирной линией показана характерная зона разброса точек, полученная исключением отдельных данных, когда имело место ветровое затенение нижних уровней. Сплошной линией нанесена усредненная зависимость  $K_v(z)$  в нижнем 50-метровом слое, которая рекомендуется к практическому исполь-

Таблица 3.10

Значения  $K_v(z)$ , полученные для гребневых зон хребтов  
Западно-Сахалинских гор

Направление ветра	$v$ (10) м/с	$n$	Высота над поверхностью земли, м					
			2	5	10	15	20	25
Низкогорный перевал Южного Сахалина (Холмский, 0,42 км)								
З	5—10	297	0,90	0,95	1,0	1,02	1,02	
З	10—15	243	0,87	0,93	1,0	1,03	1,02	
З	5—15	540	0,89	0,94	1,0	1,03	1,02	
В	5—10	96	1,00	1,00	1,0	1,02	1,05	
В	10—15	252	0,94	0,96	1,0	1,03	1,06	
В	15—20	99	0,94	0,97	1,0	1,02	1,03	
В	20—25	90	0,97	0,99	1,0	1,03	1,08	
В	5—25	537	0,95	0,97	1,0	1,03	1,05	
Все данные	5—25	1077	0,92	0,96	1,0	1,03	1,04	

Камышовый хребет, западный склон ниже гребня на 100 м  
(Подсека, 0,92 км, осень 1977 г., фактические значения  $K_v(z)$ )

З	5—10	55	0,79	1,11	1,0	1,04	0,87	
З	10—15	150	0,67	1,03	1,0	0,93	0,80	
З	15—20	35	0,69	1,09	1,0	0,90	0,80	
З	5—20	240	0,70	1,06	1,0	0,95	0,81	
В	5—10	37	0,70	1,02	1,0	1,09	0,92	
В	10—15	83	0,65	1,09	1,0	0,96	0,81	
В	15—20	71	0,57	0,99	1,0	0,94	0,81	
В	20—25	17	0,58	1,05	1,0	0,90	0,95	
В	5—25	209	0,65	1,07	1,0	0,97	0,78	
Все данные	5—25	449	0,66	1,05	1,0	0,96	0,83	

Камышовый хребет (Подсека, 0,92 км, весна 1978 г., фактические значения  
 $K_v(z)$  относительно скорости ветра на высоте 5 м)

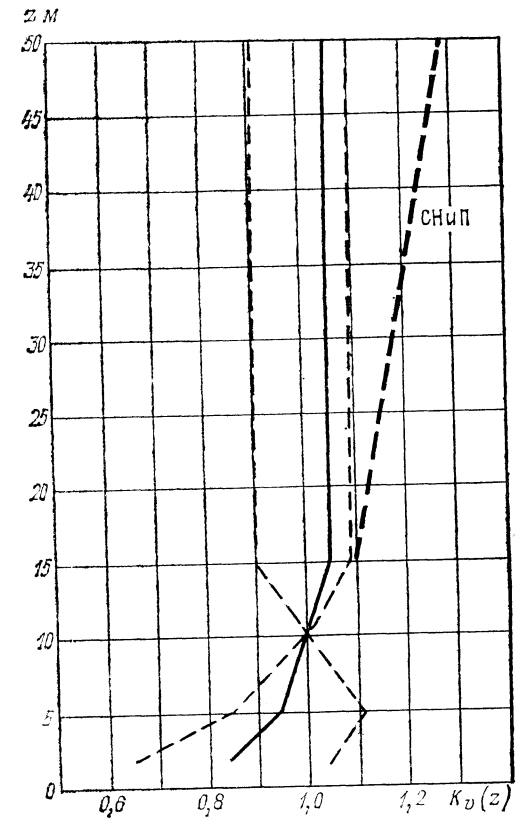
ЮВ	10—15	40		1,0		1,00		1,11
ЮВ	15—20	112		1,0		1,00		1,06
ЮВ	20—25	20		1,0		0,99		1,06
ЮВ	10—25	172		1,0		1,00		1,07
СВ	5—10	16		1,0		1,05		1,16
СВ	10—15	72		1,0		1,03		1,14
СВ	5—15	88		1,0		1,03		1,15
ЮЗ	5—10	48		1,0		1,00		1,12
ЮЗ	10—15	168		1,0		0,94		1,05
ЮЗ	15—20	136		1,0		0,96		1,12
ЮЗ	5—20	352		1,0		0,96		1,09
Все данные	5—25	612		1,0		0,83		1,09

зованию. Ниже уровня 10 м она проведена примерно как медиана зоны разброса точек и может использоваться для приведения скоростей, измеренных ниже 10 м, к уровню 10 м. Выше 10 м зависимость проходит по правой граничной области поля опытных точек, т. е. близка к правой огибающей зоны разброса и, следовательно, характеризует высотный ход  $K_v(z)$  с примерно 5 %-ным

практическим запасом относительно ее фактического среднего положения. Тем самым, не только вводится этот запас (при расчете скоростного напора это дает запас в 10 %), но и отражается более точно усредненная форма профиля  $K_v(z)$  с ростом скорости до высоты 15 м и ее дальнейшим постоянством в слое 15—50 м. В табл. 3.11 приведены усредненные поправочные коэффициенты на высоту для скорости ветра  $K_v(z)$  и скоростного напора  $K_q(z) = K_v^2(z)$ , которые рекомендуются для расчета высотного распределения максимальных скоростей ветра и скоростных напоров в нижнем 50-метровом слое для склонов горных хребтов.

Коэффициенты табл. 3.11 следует применять для орографически незащищенных участков склонов хребтов от подножий до гребневых зон включительно, когда относи-

Рис. 3.4. Усредненная зависимость  $K_v(z)$  в нижнем 50-метровом слое при скорости ветра 15 м/с и более для орографически незащищенных участков склонов горных хребтов (тонкой штрихпунктирной линией показана зона поля опытных точек по данным табл. 3.7—3.10).



тельные высоты хребтов и возвышенностей достигают 100 м и более. К таким участкам склонов относятся вершины, основные и боковые водоразделы всех порядков, когда они не защищены ближайшими складками местности, находящимися на расстоянии до 300 м и имеющими относительные превышения более 50 м. Указанные орографические ограничения сформулированы, исходя из анализа расположения градиентных маяк и установленных закономерностей влияния микрорельефных условий местности на максимальные скорости ветра.

На рис. 3.4 показана также зависимость  $K_v(z)$  по СНиП [154] для открытых местностей. Как видно, на уровнях 20, 30 и 50 м рекомендуемые коэффициенты  $K_v(z)$  меньше, чем регламентируемые СНиП, соответственно на 6, 11 и 19 %. Это соответ-

ствуется снижению скоростного напора на 12, 21 и 33 %. Следовательно, при использовании коэффициентов табл. 3.11 расчетные ветровые нагрузки в слое 15—20 м могут быть снижены на 10—35 %, что очень важно, так как именно на склонах и в гребневой зоне хребтов скорости ветра могут быть очень высоки (40—50 м/с). Поэтому использование повышенных коэффициентов СНиП в таких случаях приведет к неоправданному значительному увеличению ветровых нагрузок по сравнению с фактическими.

Коэффициенты табл. 3.11 получены для незалесенной территории или когда склоны были покрыты лесом, но мачты распола-

Таблица 3.11  
Коэффициенты  $K_v(z)$  и  $K_q(z)$ , рекомендуемые для склонов горных хребтов

Коэффициент	Высота над поверхностью земли, м			
	2	5	10	15—50
$K_v(z)$	0,85	0,95	1,0	1,05
$K_q(z) = K_v^2(z)$	0,72	0,90	1,0	1,10

гались на вершинах сопков в зоне гальцов или вне зон сплошной залесенности. На Амуданском перевале (Сахалин, широта г. Александровск-Сахалинский) в зоне сплошной залесенности со средней высотой деревьев 8—10 м в 1977—1978 гг. проведены измерения на трех мачтах высотой 15—18 м. К сожалению, малая высота мачт и низкий уровень наблюдавшихся скоростей (до 5—10 м/с) не позволили надежно решить вопрос о профилях  $K_v(z)$ . Выявлена только тенденция, указываются на то, что с увеличением скорости на высотах 8—10 м коэффициенты на более высоких уровнях снижаются. Поэтому можно предполагать, что в случае сплошной залесенности общий вид профиля аналогичен приведенному на рис. 3.5, но за начальный уровень, соответствующий 2 м, здесь следует принимать среднюю высоту леса. Иными словами, если скорость ветра измеряется примерно на высоте кроны деревьев (но не ниже), то для восстановления профиля  $v(z)$  можно использовать данные табл. 3.11, пересчитав  $K_v(z)$  относительно 2 м и принимая измеренное на высоте кроны значение скорости, соответствующим высоте 2 м, т. е. считая, что эта высота отсчитана от уровня кроны.

В горных районах имеют место также и относительно ровные поверхности с линейными размерами до десятков и сотен километров. Это предгорные равнины, плоскогорья и днища обширных межгорных впадин. На одном из таких плоскогорий, представляющих очень выположенную гребневую зону гор Кендыктас располагалась ГВИСТ Курдай (1,15 км). В табл. 3.12 приведены

Таблица 3.12

Значения  $K_v(z)$  для ГВИСТ Курдай, располагавшейся на плато размером 15 × 20 км

Направление ветра	$v$ (10) м/с	$n$	Высота над поверхностью земли, м						
			2	5	10	15	20	25	30

Осредненные данные

СВ | 10—25 | 5400 | 0,87 | 0,93 | 1,0 | 1,08 | 1,15 | 1,23 | 1,29

Отдельные бури (осреднение 1 ч)

СВ	12	30	0,87	0,91	1,0	1,07	1,16	1,25	1,34
СВ	12	30	0,87	0,93	1,0	1,08	1,18	1,29	1,41
СВ	13	30	0,86	0,91	1,0	1,08	1,17	1,26	1,43
СВ	13	30	0,86	0,91	1,0	1,07	1,13	1,19	1,23
СВ	13	30	0,92	0,94	1,0	1,06	1,13	1,22	1,31
СВ	14	30	0,87	0,92	1,0	1,08	1,17	1,25	1,32
СВ	15	30	0,83	0,89	1,0	1,09	1,18	1,25	1,30
СВ	15	30	0,96	0,97	1,0	1,04	1,08	1,15	1,22
СВ	16	30	0,89	0,93	1,0	1,08	1,17	1,27	1,26

рассчитанные для нее средние значения  $K_v(z)$ , измеренные А. И. Буланаквым при скоростях ветра 5—25 м/с, а также примеры осредненных часовых профилей по отдельным бурям. К сожалению, мачта располагалась на склоне небольшой ложины и возможно поэтому имело место некоторое снижение скорости в нижнем 10-метровом слое. При расчете  $K_v(z)$  относительно уровня 10 м это даст их завышения в слое 15—35 м.

Как видно из данных табл. 3.12, для относительно ровных поверхностей предгорных равнин, днищ межгорных впадин и плоскогорий все же пока нет каких-либо оснований для снижения  $K_v(z)$  по сравнению с нормируемыми СНиП (с учетом практической осторожности).

Открытым остается вопрос о профилях  $K_v(z)$  в узких склоновых долинах и ущельях, а также на орографически защищенных участках склонов хребтов. Данные наблюдений при больших скоростях ветра для них полностью отсутствуют. Как показано в главах 2 и 6, такие скорости здесь редкое явление, а максимальные значения не превышают, как правило, 20—25 м/с. Поэтому в целях практической осторожности и без большого ущерба для узких склоновых долин и ущелий, а также для орографически защищенных участков склонов следует использовать коэффициенты СНиП.

#### 3.4. Вертикальные профили гололедных отложений

Масса гололедного осадка на тело цилиндрической формы может быть задана выражением [35, 85]

$$p = a E \beta u \omega d \tau, \quad (3.4.1)$$

где  $p$  — масса осадка, кг/м;  $E$  — полный интегральный коэффициент захвата капель;  $\beta$  — коэффициент намерзания;  $u$  — нормальная составляющая скорости ветра;  $w$  — водность облака или тумана;  $d$  — диаметр цилиндра;  $\tau$  — длительность процесса отложения;  $a$  — числовой коэффициент, зависящий от выбора единиц измерения перечисленных величин.

Тогда вертикальный профиль гололедных отложений, т. е. поправочные коэффициенты на высоту, определяется по формуле

$$K_p(z) = \frac{p(z)}{p(z_0)} = \frac{E(z) w(z) u(z)}{E(z_0) w(z_0) u(z_0)}. \quad (3.4.2)$$

Таким образом, профиль  $K_p(z)$  зависит от профилей  $E(z)$ ,  $w(z)$  и  $u(z)$ . Если даже предположить, что  $E(z) = E(z_0)$ , что является относительно обоснованным, то остается совместное влияние  $w(z)$  и  $u(z)$  на  $K_p(z)$ . Следовательно, для склонов хребтов, когда гололедный процесс происходит в облаках и можно допустить неизменность  $w(z)$  в пределах слоя 50—100 м, высотный профиль гололедных отложений в первом приближении должен быть аналогичен профилю скорости ветра. В остальных случаях (предгорные равнины, днища котловин), когда отложения происходят из туманов, основную роль может играть профиль водности, так как по имеющимся данным  $w(z)/w(z_0)$  колеблется в туманах в среднем от 1,0 до 6,0 [89]. В соответствии с характерными типами распределения водности, это приведет к увеличению  $K_p(z)$  в два—четыре раза в слое от 10 до 50—100 м.

Имеющиеся опытные данные, полученные на геофизических станциях в Дебальцево [27] и Новопятигорске [24, 51], а также на полигоне ВНИИЭ [95], расположенном в районе подстанции Машук, соответствуют диапазону высот от 2 до 12—23 м. Кроме того, они не могут характеризовать горные районы. Сводка этих данных приведена в табл. 3.13.

Таблица 3.13

Значения  $K_p(z)$  по данным различных авторов

Работа	Высота над поверхностью земли, м						
	2	4	8	10	12	16	23
[27]	1,0	1,3—1,4	1,7—1,9	1,9—2,1	2,1—2,3		
[59]	1,0				3,1—3,9		
[24, 51]	1,0		2,1			2,6	3,0
[95]	1,0	1,3	1,4÷1,6		1,8—2,2	2,2—2,6	2,8—3,6

Как видно из таблицы, в слое от 2 до 10 м масса отложений увеличивается в среднем в два раза и даже более, а в слое до 20 м увеличивается в три раза, что подтверждает приведенные выше общетеоретические положения.

По горным районам на сегодняшний день получен большой материал градиентных мачтовых наблюдений, соответствующий измерениям в слое до 55 м при 559 гололедных процессах, приведенный в табл. 3.14—3.17 [9, 29, 108, 112, 129, 148, 166, 168]. В них профили  $K_p(z)$  дифференцированы по интенсивности гололедных отложений, охарактеризованной диапазонами их значений на высоте 10 м. Кроме того, везде приведено число наблюдаемых процессов, что позволяет судить о практической надежности результатов. Технически таблицы составлены так же, как и табл. 3.7—3.10 для вертикального профиля ветра. Это позволяет провести наглядную сравнительную характеристику профилей больших скоростей и масс гололедных осадков.

Прежде всего обращает на себя внимание, что в слое 2—10 м масса отложений во всех случаях растет с высотой, даже, например, для ГВИСТ Юбилейной, где в этом слое наблюдалось постоянство скорости. Разброс полученных  $K_p(z)$  сравнительно велик. Для уровней 2 и 5 м  $K_p(z)$  характеризуется следующими средними и крайними значениями:  $K_p(2) = 0,70(0,50—0,90)$ ;  $K_p(5) = 0,85(0,70—1,0)$ .

В зоне нижней части склонов, по данным наблюдений на Тянь-Шане и Памиро-Алае (табл. 3.14, 3.15), выше уровня 10 м масса гололедных отложений не увеличивается, а даже уменьшается с высотой — вплоть до 50—55 м, т. е. той наибольшей высоты, для которой проведены измерения. Значения  $K_p(z)$  на уровнях 30—50 м могут уменьшаться от 1,0, что соответствует 10 м, до 0,90 и даже 0,85.

Таблица 3.14

Коэффициенты  $K_p(z)$ , полученные для нижней части склонов Тянь-Шаня (ГВИСТ Баубашата)

Масса на высоте 10 м, кг/м	Число случаев гололеда	Высота над поверхностью земли, м					
		2	5	10	15	20	25

Седловина бокового гребня (1,53 км)

0,2—0,5 | 10 | 0,50 | 0,73 | 1,0 | 1,13 | 1,13 | 0,99

Боковой гребень (1,64 км)

0,2—0,8 | 15 | 0,54 | 0,77 | 1,0 | 1,03 | 0,87 |

Вершина на боковом гребне (2,03 км)

0,2—1,7 | 17 | 0,60 | 0,73 | 1,0 | | |

Исключение составляют случаи, когда мачта находится частично или полностью в ветровой тени (табл. 3.15, Зардолю, мачта на 50 м ниже гребня). Значения  $K_p(z)$  здесь растут с высотой, что обусловлено увеличением скорости ветра (см. табл. 3.8).

Таблица 3.15

Коэффициенты  $K_p(z)$ , полученные для нижней части склонов Памиро-Алая

Масса на высоте 10 м, кг/м	Число случаев гололеда	Высота над поверхностью земли, м						
		2	5	10	15	20	25	30

Боковой гребень (Зардолу, 1,67 км, мачта 10 м)

0,1—0,4	35	0,63	0,96	1,0					
0,4—0,8	41	0,60	0,90	1,0					
0,8—1,4	19	0,63	0,88	1,0					
1,4—2,1	19	0,67	0,95	1,0					
0,1—2,1	114	0,62	0,93	1,0					

Боковой гребень (Зардолу, 1,67 км, мачта 36 м)

0,1—0,4	16	0,77	0,98	1,0	0,98	0,96	0,94	0,93	0,90
0,4—0,8	25	0,80	0,97	1,0	0,98	0,95	0,92	0,89	0,86
0,8—1,4	19	0,80	0,98	1,0	0,99	0,96	0,93	0,89	0,84
0,1—1,4	60	0,79	0,98	1,0	0,98	0,95	0,92	0,90	0,87

Боковой гребень (Зардолу, 1,67 км, телемачта 55 м)

0,1—0,4	8			1,0	1,0	1,0	0,99	0,97	0,93
---------	---	--	--	-----	-----	-----	------	------	------

(На высотах 40, 45 и 50 м: 0,90; 0,89; 0,88)

0,4—0,8	5			1,0	1,0	1,0	0,98	0,95	0,91
---------	---	--	--	-----	-----	-----	------	------	------

(На высотах 40, 45 и 50 м: 0,91; 0,87; 0,87)

Северный склон ниже линии гребня на 50 м (Зардолу, 1,62 км)

0,1—0,4	40	0,54	0,72	1,0	1,12	1,12			
0,4—0,8	17	0,66	0,84	1,0	1,11	1,16			
0,8—1,4	9	0,66	0,83	1,0	1,09	1,15			
1,4—2,1	2	0,76	0,93	1,0	0,90	0,70			
0,1—2,1	68	0,70	0,85	1,0	1,10	1,15			

Гребень (ГМС Чормозак, 1,76 км)

0,1—0,4	4	0,71	0,95	1,0					
0,4—0,8	2	0,68	0,85	1,0					

Таким образом, и на Тянь-Шане в районе гор Баубашата, и на Памиро-Алае в районе хребта Сурх на высотах до 2 км отмечена четко выраженная картина убывающего высотного профиля для массы гололедных отложений, когда, по-видимому, водность облаков не росла с высотой и профиль гололеда в основном определялся профилем скорости ветра. Хотя значения масс гололедных осадков на высоте 10 м колебались от 0,1—0,2 до 2 кг/м и число случаев гололеда было вполне достаточно (302 случая).

Таблица 3.16

Коэффициенты  $K_p(z)$ , полученные для средней и верхней части склонов Тянь-Шаня и Памиро-Алая

Масса на высоте 10 м, кг/м	Число случаев гололеда	Высота над поверхностью земли, м					
		2	5	10	15	20	25

Вершина отрога Вахшского хребта (Санглок, 2,20 км)

0,1—0,4	6	0,75	0,94	1,0			
0,4—0,8	2	0,60	0,75	1,0			
0,8—1,4	3	0,64	0,77	1,0			
1,4—2,1	2	0,93	0,96	1,0			
0,1—2,1	13	0,74	0,89	1,0			

Боковой гребень Киргизского хребта (Юбилейная, 2,40 км)

0,1—0,4	8	0,87	0,92	1,0	1,03	1,03	0,99
0,4—0,8	7	0,85	0,91	1,0	1,04	1,02	0,95
0,8—2,1	7	0,87	0,92	1,0	1,06	1,02	1,00

Гиссарский хребет (перевал Анзоб, 3,44 км)

0,1—0,4	28	0,73	0,83	1,0			
0,4—0,8	26	0,66	0,79	1,0			
0,8—1,4	12	0,75	0,89	1,0			
1,4—2,1	4	0,84	0,90	1,0			
0,1—2,1	70	0,70	0,81	1,0			

Гиссарский хребет, ниже гребня на 100 м (Анзоб, 3,34 км)

0,1—0,4	44	0,79	0,88	1,0	1,03	1,04	
0,4—0,8	5	0,82	0,91	1,0	1,04	1,02	

Киргизский хребет (перевал Орто-Ашу, 3,6 км)

0,4—7,0	72	0,48	0,72	1,0	1,15		
---------	----	------	------	-----	------	--	--

Таблица 3.17

Коэффициенты  $K_p(z)$ , полученные для гребневой зоны Камышового хребта на Сахалине, а также осредненные значения  $K_p(z)$  для гребня Киргизского и Камышового хребтов при особо больших отложениях (1,5—7,0 кг/м)

Масса на высоте 10 м, кг/м	Число случаев гололеда	Высота над поверхностью земли, м					
		2	5	10	15	20	25

Камышовый хребет (Подсека, 0,92 км)

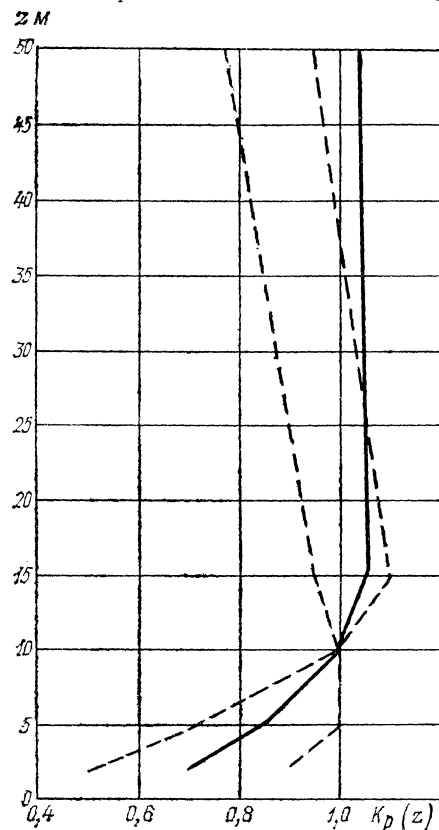
0,4—2,1	20	0,72	0,81	1,0	1,28	1,57	2,00
---------	----	------	------	-----	------	------	------

Киргизский хребет (Орто-Ашу, 3,6 км), и Камышовый хребет (Подсека, 0,92)

1,5—7,0	35	0,70	0,83	1,0	1,10	1,17	
---------	----	------	------	-----	------	------	--

чтобы попытаться проследить какие-либо зависимости вертикальных профилей от интенсивности гололедных процессов, этого установить не удалось. Может быть отмечена только некоторая тенденция к уменьшению разницы в  $K_p(z)$  в слое 2—10 м с увеличением интенсивности отложений.

В области средней части склонов и гребневых зон Тянь-Шаня и Памиро-Алая наблюдения проведены на отметках от 2,2 до



3,6 км. К сожалению, высота мачт здесь ограничивалась 12—25 м (табл. 3.16). Для ГВИСТ Юбилейной (2,4 км) и ГВИСТ Анзоб (3,34 км), где высота мачт была 20—25 м, получено постоянство или убывание вертикального профиля массы гололедного осадка выше 10 м, когда значения  $K_p(z)$  не превышали 1,05. Результаты этих измерений практически надежны, так как проведены при 71 гололедном процессе и при отложениях, достигающих на высоте 10 м массы 1—2 кг/м.

Наблюдения на ГВИСТ Подсека на Сахалине проведены на мачте высотой 25 м. Гололедомерные установки имели приемники, имитирую-

Рис. 3.5. Усредненная зависимость  $K_p(z)$  в нижнем 50-метровом слое для орографически незащищенных участков склонов горных хребтов (стрихпунктирной линией показана зона поля опытных точек по данным табл. 3.14—3.17).

щие фактор закручивания проводов [130]. Однако сама мачта располагалась примерно на 100 м ниже уровня гребня и частично экранировалась микрорельефными складками местности. В этих условиях получено существенное возрастание массы гололедных отложений выше 10 м (табл. 3.17). Такой профиль  $K_p(z)$  согласуется с профилем  $K_v(z)$ , приведенным в табл. 3.10. Эти результаты, конечно, не опровергают общий вывод о возможности аппроксимации вертикальных профилей гололедных отложений для склонов горных хребтов профилем с постоянством  $K_p(z)$  выше 10—15 м, точно так же, как и аналогичные для скорости ветра.

На рис. 3.5 показан усредненный профиль  $K_p(z)$ , построенный по данным табл. 3.14—3.17 и рекомендуемый к практическому

использованию для орографически незащищенных участков склонов хребтов. Стрихпунктирными линиями показан характерный разброс точек для установок, когда их экранизация микрорельефа складками местности исключалась. При построении графика учтены результаты, полученные в п. 3.3 для вертикального профиля скорости ветра (см. рис. 3.4). Ниже уровня 10 м усредненная зависимость проведена как медиана зоны разброса точек и может быть использована для приведения значений масс осадков, измеренных в этом слое, к уровню 10 м. В слое 10—15 м зависимость проходит по правой граничной области поля опытных точек, а выше до 50 м соответствует постоянному значению  $K_p(z) = 1,05$ , т. е. такому же, как было принято для профиля ветра. Характерно, что зона разброса точек на рис. 3.5 выше 15 м имеет явный наклон влево. Однако в целях практической осторожности на практике следует принимать профиль с постоянством  $K_p(z)$  выше 15 м.

В табл. 3.18 приведены рекомендуемые поправочные коэффициенты на высоту для массы гололедных осадков  $K_p(z)$  в нижнем 50-метровом слое для орографически незащищенных участков склонов горных хребтов. Условия их применения полностью аналогичны условиям применения коэффициентов  $K_v(z)$  (см. табл. 3.11).

Таблица 3.18

Рекомендуемые коэффициенты  $K_p(z)$   
для орографически незащищенных участков  
склонов горных хребтов

Высота, м	2	5	10	15—50
$K_p(z)$	0,70	0,85	1,0	1,05

К сожалению, коэффициенты табл. 3.18 невозможно непосредственно сравнить с коэффициентами СНиП [154], так как последние получены не для массы гололедного осадка, а для эквивалентной стенки гололеда (см. табл. 1.2). Это видно из (3.4.3), где отражена функциональная зависимость поправочного коэффициента на высоту для гололедной стенки  $K_b(z)$  от массы отложения  $p$  на уровне 10 м, значения  $K_p(z)$  и диаметра провода  $d$

$$K_b(z) = \frac{b(z)}{b(10 \text{ м})} = \frac{\left(\frac{p}{283} K_p(z) + 0,25d\right)^{\frac{1}{2}} - 0,5d}{\left(\frac{p}{283} + 0,25d\right)^{\frac{1}{2}} - 0,5d}. \quad (3.4.3)$$

Только для больших масс отложений и малых диаметрах проводов, когда членами  $0,25d$  и  $0,5d$  можно пренебречь;

$$K_b(z) = \sqrt{K_p(z)}. \quad (3.4.4)$$

Для этих случаев прямое сравнение данных табл. 1.2 и табл. 3.18 с учетом (3.4.4) говорит о том, что нормативные голо-



ледные нагрузки в слое 20—50 м для склонов хребтов могут быть снижены на 15—55 % по сравнению с рекомендуемыми СНиП и ПУЭ [134, 154]. Это приведет к весьма существенному уменьшению стоимости ВЛ и других сооружений при заданных значениях гололедных осадков на высоте 10 м и критериях надежности сооружений в эксплуатации.

Практическая целесообразность использования на практике  $K_p(z)$  по табл. 3.18 состоит также в том, что именно для орографически незащищенных участков склонов и гребней хребтов гололедные осадки велики и достигают массы 5—20 кг/м. Исходные значения массы определяются для высоты 10 м и, конечно, это делается обычно с запасом с точки зрения учета возможной орографической защищенности (защищенность принимается отсутствующей даже тогда, когда частично она имеется). В этих случаях использование коэффициентов СНиП равносильно повторному учету одного и того же фактора — местной орографической защищенности при оценке гололедных нагрузок на более высоких уровнях.

Вертикальный профиль  $K_p(z)$  для относительно ровных платообразных поверхностей горных районов может быть охарактеризован данными ГВИСТ Курдай, приведенными в табл. 3.19.

Таблица 3.19  
Коэффициенты  $K_p(z)$ , полученные для ГВИСТ Курдай

Масса на высоте 10 м, кг/м	Число случаев гололеда	Высота над поверхностью земли, м							
		2	5	10	15	20	25	30	35
0,1—0,4	15	0,67	0,80	1,0	1,19	1,37	1,55	1,73	1,90
0,4—0,8	10	0,47	0,67	1,0	1,28	1,54	1,76	1,96	
0,8—2,1	5	0,48	0,71	1,0	1,24	1,38	1,44	1,73	1,79
0,1—2,1	30	0,50	0,70	1,0	1,25	1,45	1,65	1,75	1,80

Как видно из таблицы, наблюдается существенный рост  $K_p(z)$  выше 10 м, когда для 30 м  $K_p(30) = 1,7 \dots 1,9$ . Напомним, что для скорости ветра было получено  $K_v(30) = 1,3 \dots 1,4$  (см. табл. 3.12). Следовательно, профиль гололедных осадков качественно следует за профилем скорости, но имеет более высокий вертикальный градиент. Как уже отмечалось в п. 3.3, по крайней мере, частично возрастание  $K_p(z)$  с высотой объясняется некоторой экранизацией нижней части мачты складками местности. Все же пока, видимо, нет оснований снижения здесь коэффициентов  $K_p(z)$  и  $K_v(z)$  по сравнению с нормативными (см. табл. 1.2).

Таким образом, как и для скоростей ветра, для поверхностей предгорных равнин, днищ межгорных впадин, узких склоновых долин, а также для орографически защищенных участков склонов следует использовать коэффициенты СНиП (табл. 1.2) для расчета вертикальных профилей гололедных отложений.

### 3.5. Влияние закручивания проводов на гололедные отложения

В вопросе о влиянии закручивания провода на массу и форму отложений необходимо ясно представлять сложный и неоднозначный характер этого процесса. Укажем на две принципиально различные ситуации, возникающие при отложениях плотной изморози и смеси в набегающем потоке при умеренных и больших скоростях ветра, что характерно для горных районов.

Ситуация первая. Во время интенсивных отложений односторонний осадок на жестких стержнях периодически обрушивается под действием собственной массы и ветра, не достигая максимально возможных значений, тогда как на одиночном проводе или тросе, вследствие его закручивания, образуется устойчивая муфта, которая постоянно растет в течение активной фазы гололедного процесса. Закручивание проводов приводит не только к образованию устойчивой муфты, но и значительно увеличивает стадию сохранения осадка на проводах. При этом возможно неоднократное отложение осадка на предыдущий при длительных процессах с чередующимися стадиями гололедообразования или при нескольких процессах, следующих друг за другом с перерывами. Впрочем, различить эти случаи не всегда возможно, да в этом и нет необходимости. Важно, что на закручивающихся проводах осадок может в течение длительного времени расти (от нескольких дней до месяца и больше) и достигать очень больших значений — 10—20 кг/м и более. На жестких стержнях за это время фиксируется несколько гололедных процессов с массой осадка, как правило, не превышающей 0,5 кг/м. В этой первой ситуации влияние закручивания проводов на форму и особенно на массу отложения исключительно велико (см. также пп. 2.6 и 3.8).

Ситуация вторая. При не очень интенсивных гололедных процессах масса осадка на жестких стержнях не достигает критической и обрушения не происходит. В этих случаях можно проследить, как меняется форма и масса отложений в зависимости от угла закручивания  $\varphi$ , включая точку с  $\varphi = 0^\circ$ . Очевидно, что с увеличением сечения муфты осадка на закручивающихся проводах по сравнению с односторонним осадком будут меняться условия инерционного осаждения капель на провод. Количественно это должно найти отражение в уменьшении интегрального коэффициента захвата капель  $E$  в (3.4.1) и смещении спектра осаждающихся капель вправо, что вызовет изменение скорости нарастания и структуры (т. е. плотности) осадка. В результате влияние закручивания на форму осадка окажется примерно таким же, как в ситуациях с интенсивными отложениями, а масса отложений в целом будет меняться не очень значительно. При этом она может не только возрасти, но остаться почти неизменной или даже уменьшиться.

Имеющиеся опытные данные о влиянии закручивания проводов весьма немногочисленны. По исследованиям в аэродинамиче-

Таблица 3.21

Примеры углов закручивания провода АС-185 (...°) в центральных точках пролетов различной длины на ГВИСТ Орто-Ашу

Дата	Длина пролета, м			
	60	110	200	500
30.03.1974	10 (0,20)	45 (0,25)	120 (0,30)	180 (0,40)
1.04.1974	45 (0,15)	105 (0,20)	175 (0,35)	360 (0,50)
23.04.1974	95 (0,55)	265 (0,80)	370 (1,10)	445 (1,25)
13.11.1974	140 (0,25)	160 (0,35)	280 (0,50)	315 (0,60)
23.03.1974	115 (0,15)	130 (0,25)	175 (0,45)	250 (0,50)
1.04.1975	170 (0,40)	205 (0,60)	310 (0,65)	360 (0,80)
2.05.1975	120 (0,25)	170 (0,40)	350 (0,72)	480 (0,90)
6.05.1975	220 (0,30)	360 (0,50)	540 (0,85)	710 (1,20)

Примечание. В скобках приведена масса осадка  $m$  (кг/м).

длиной пролета и закручиванием провода существует сложная и неоднозначная связь, определяемая влиянием как конструктивных, так и метеорологических факторов.

На ГВИСТ Курдай и Юбилейная для ситуаций второго типа (необрушения) было количественно оценено влияние угла закручивания на характеристики формы и массу осадка в модельном пролете 30-метровой длины с проводом АСО-300 (24 мм) и в 60-метровом пролете с проводом АС-50 (10 мм). Использованы измерения при 48 гололедных процессах, когда осадки в незакручивающихся точках проводов не обрушивались, а их масса была в пределах 0,2—2,0 кг/м.

Оказалось, что показатель цилиндричности сечения осадка  $\lambda$ , а также относительные большой  $R_a$  и малый  $R_c$  диаметры отложения, выражаемые отношениями

$$\lambda = \frac{c}{a}, \quad R_a = \frac{a}{a_0}, \quad R_c = \frac{c}{c_0} \quad (3.5.1)$$

(где  $c$  и  $a$  — соответственно натуральные малый и большой диаметры осадка), связаны с углом закручивания  $\varphi$  достаточно тесной корреляционной связью. Коэффициенты параболической корреляции равны 0,7—0,9. Параметры формы осадка в зависимости от угла закручивания  $\varphi$ , рассчитанные по регрессиям вида (3.1.2), приведены в табл. 3.22.

Как видно, односторонний асимметричный осадок при  $\varphi = 0^\circ$  ( $\lambda$  около 0,45) с началом закручивания очень быстро приобретает форму, близкую круговой, за счет одновременного изменения  $R_a$  и  $R_c$  в противоположных направлениях. Уже после того как провод делает поворот,  $\lambda$  увеличивается до 0,8. Один оборот провода приводит к форме, которую на практике можно считать цилиндрической ( $\lambda = 0,9$ ). Полученные количественные закономерности убедительно объясняют все приводимые ранее выводы

ской трубе малых размеров [8], что обусловило работу с небольшими массами осадков (до 50—100 г/м), получено 3—5-кратное и даже более высокое увеличение массы отложений. Натурные данные для провода АСУ-400 в пролете 320 м показали [97], что при отложениях в незакручивающейся точке  $\rho_0 = 0,8$  кг/м масса осадка в середине пролета может возрасти в два раза. В среднем коэффициент, учитывающий фактор закручивания  $K_p(\varphi)$ , менялся в зависимости от  $\rho_0$  и удаления от зажимов проводов от 1,0 до 1,75. Результаты, основанные на более массовых измерениях [91, 97], приводятся только в форме интегральных коэффициентов, учитывающих одновременно влияние закручивания, высоты подвеса и диаметра проводов при переходе от гололедного станка ( $z = 2$  м,  $d = 0,5$  см) к ВЛ для широкого класса напряжений от 6 до 500 кВ. Эти коэффициенты получены для эквивалентной стенки и изменяются от 1,5 до 1,25 при увеличении массы отложения на гололедном станке от 0,2 до 1,7 кг/м. Поэтому можно сделать вывод, что доля влияния закручивания в них невелика. Последнее, видимо, объясняется видом отложений: наблюдения проведены при мороси и дожде [97], когда следует ожидать преимущественное отложение собственно гололеда.

Прежде всего отметим, что угол закручивания реальных проводов при отложениях массой до 2 кг/м обычно находится в пределах 180—360°. В табл. 3.20 приведены усредненные по 17 го-

Таблица 3.20

Угол закручивания проводов (...°) при различном удалении от зажима и разной интенсивности процесса

Провод	$\rho_0$ кг/м	Расстояние от зажима, м			
		5	10	20	30
ПС-25	0,1—0,4	40	70	100	100
	0,4—0,6	60	100	160	180
	1,0—1,5	160	250	340	360
АС-150	0,1—0,4	25	30	40	40
	0,4—0,6	40	70	100	120
	1,0—1,5	80	140	200	220

лоледным процессам значения угла закручивания провода ПС-25 диаметром 0,8 см и АС-150 диаметром 1,7 см в разных точках 60-метровых пролетов, а в табл. 3.21 — примеры закручивания центральных точек пролетов различной длины от 60 до 500 м, полученные Н. И. Поповым на ГВИСТ Орто-Ашу. Они дают наглядное представление как о распределении углов закручивания вдоль пролета при различных интенсивностях процессов, так и о максимально возможных углах. Оказалось также, что среднее значение массы осадка по всему пролету составляет около 80 % максимального значения в середине пролета. Но в целом между

Таблица 3.22

Рассчитанные по регрессиям параметры формы осадка

Параметр	$\varphi^\circ$						
	0	45	90	135	180	270	360
Провод АС-50							
$\lambda$	0,43	0,52	0,60	0,68	0,75	0,85	0,92
$R_a$	1,00	0,94	0,89	0,85	0,81	0,75	0,72
$R_c$	1,00	1,15	1,28	1,42	1,53	1,74	1,89
Провод АСО-300							
$\lambda$	0,47	0,60	0,69	0,77	0,80	0,80	0,80
$R_a$	1,00	0,86	0,76	0,70	0,65	0,65	0,65
$R_c$	1,00	1,20	1,36	1,45	1,50	1,50	1,50

о большом влиянии закручивания провода на образование устойчивой муфты осадка и возможном многократном увеличении времени его существования на проводах (а следовательно, и массы), если наблюдаются благоприятные погодные условия.

Таблица 3.23

Фактические средние значения  $\bar{K}_p(\varphi)$ , их стандарты  $\sigma_{K_p}$  и верхние границы двухсигмовых интервалов в зависимости от  $p_0$  для АСО-300

$p_0$ кг/м	Параметр			$p_0$ кг/м	Параметр		
	$\bar{K}_p$	$\sigma_{K_p}$	$\bar{K} + 2\sigma_{K_p}$		$\bar{K}_p$	$\sigma_{K_p}$	$\bar{K} + 2\sigma_{K_p}$
0,1—0,4	1,05	0,15	1,35	1,4—2,1	0,95	0,16	1,27
0,4—0,8	0,95	0,12	1,19	0,4—2,1	0,94	0,14	1,22
0,8—1,4	1,02	0,09	1,20				

Таблица 3.24

Коэффициенты  $K_b(\varphi)$  для эквивалентной стенки гололеда плотностью 0,9 г/см<sup>3</sup>

$K_p(\varphi)$	Диаметр провода, см	Масса на жестком стержне, кг/м				
		0,10	0,25	0,50	1,0	2,0
1,10	1,0	1,08	1,07	1,07	1,06	1,06
	3,0	1,10	1,09	1,09	1,08	1,07
1,20	1,0	1,16	1,14	1,13	1,12	1,11
	3,0	1,20	1,18	1,17	1,16	1,15

Количественные закономерности являются также важными для решения практического вопроса о схеме определения ветровой нагрузки на обледенелые провода, которая должна строиться с учетом реальной стенки гололедного отложения, рассчитанной для кругового сечения осадка по его массе и плотности. В качестве последней целесообразно взять характерную плотность при максимальных отложениях в исследуемом районе.

В противоположность форме масса отложения мало зависит от закручивания провода при небольших и умеренных осадках, когда обрушения в незакручивающихся точках и на жестких стержнях не происходят. Для провода АСО-300 коэффициент параболы корреляции между  $K_p(\varphi) = p(\varphi)/p_0$  и  $\varphi$  оказался близким к нулю, а для провода АС-50 он равен 0,60. Уравнение регрессии для АС-50 имеет вид

$$K_p(\varphi) = 1,0 + 1,01 \cdot 10^{-3} \varphi - 1,03 \cdot 10^{-6} \varphi^2, \quad (3.5.2)$$

где  $\varphi$  — в градусах.

Расчет по (3.5.2) в пределах одного оборота провода дает следующие результаты:

$\varphi^\circ$ . . . . .	0	30	60	90	180	360
$K_p(\varphi)$ . . . . .	1,0	1,03	1,06	1,08	1,15	1,23

В табл. 3.23 приведены средние значения коэффициентов  $\bar{K}_p(\varphi)$ , их средние квадратические отклонения и оценки максимальных значений  $K_p(\varphi)$ , соответствующие верхней границе двухсигмовых интервалов, т. е. с вероятностью около 0,95. Как видно из таблицы, в зависимости от массы отложения в незакручивающейся точке  $p_0$  значения  $\bar{K}_p(\varphi)$  составляют около 1,0, имея стандарт в пределах 0,10—0,15. Максимальные значения  $K_p(\varphi)$  имеют пределы от 1,19 до 1,35 при среднем значении 1,20—1,25. В целом эти результаты хорошо согласуются с полученными для провода АС-50.

Следовательно, для средней точки пролета, имеющей максимальное закручивание, можно рекомендовать  $K_p(\varphi) = 1,25$ , а в целом по пролету  $K_p(\varphi) = 1,10 \dots 1,20$ . Эти оценки соответствуют ситуациям, когда фактор закручивания увеличивает массу отложений. Но не надо забывать, что возможен и обратный эффект.

В табл. 3.24 приведены коэффициенты, учитывающие влияние закручивания для эквивалентной стенки, т. е.  $K_b(\varphi) = b(\varphi)/b_0$ , рассчитанные по выражению вида (3.4.3) при условии, что  $K_p(\varphi) = 1,10 \dots 1,20$ . Ими можно пользоваться на практике для максимальной оценки влияния закручивания в середине пролетов при слабых и умеренных гололедах.

К сожалению, каких-либо поправочных коэффициентов для сильных гололедов получить невозможно, так как в этих случаях многократное увеличение массы отложения на пролете сопровождается одновременным периодическим обрушением осадка

в незакручивающихся точках. Единственный выход из положения — проводить измерения осадков на гололедных установках, имитирующих закручивание проводов или на опытных пролетах ВЛ (см. п. 3.8). Только таким путем могут быть получены доброкачественные данные о возможных гололедных осадках.

### 3.6. Влияние диаметра проводов на гололедные отложения

Из (3.4.1) следует, что влияние диаметра провода, если его представить как отношение масс отложений  $p$  и  $p_1$  на проводах диаметром  $d$  и  $d_1$ , для температуры воздуха  $-2^\circ\text{C}$  и ниже определяется выражением [35, 60]

$$K_p(d) = \frac{p(d)}{p_1(d_1)} = \frac{E_d(d)}{E_{d_1}(d_1)}, \quad (3.6.1)$$

где  $E$  — полный или интегральный коэффициент захвата, представляющий собой функцию скорости ветра, радиуса капель облаков или тумана, диаметра провода, плотности и вязкости воздуха [86].

С увеличением  $d$  повышается минимальный критический радиус капель, которые еще смогут инерционно осадиться на проводе, и, следовательно, спектр осаждаемых капель смещается вправо. Это должно приводить не только к изменению  $E$ , но и повышению плотности осадка, если температура воздуха близка к нулю. Из теоретических расчетов следует [36, 60], что  $K_p(d)$  в зависимости от скорости ветра сначала возрастает с увеличением диаметра провода, достигая максимума при  $d = 3 \dots 8$  см, и далее постепенно уменьшается. Возрастание выражено тем сильнее, чем больше скорость ветра. В табл. 3.25 приведены усредненные результаты этих расчетов для скорости менее и более 10 м/с. Видно, что  $K_p(d)$  растет до  $d = 5 \dots 7$  см и значительно быстрее при скоростях более 10 м/с, тогда как поправочный коэффициент для эквивалентной стенки  $K_b(d)$  уменьшается

Таблица 3.25

Результаты теоретических расчетов  $K_p(d)$  и  $K_b(d)$  для плотной изморози и смесей [35, 60]

Коэффициент	Скорость ветра, м/с	Диаметр провода, см					
		0,5	1,0	2,0	3,0	5,0	7,0
$K_p(d)$	$< 10$	1,0	1,4	1,9	2,0	2,0	1,9
	$> 10$	1,0	1,7	2,3	2,8	3,2	4,0
$K_b(d)$	$< 10$	1,1	1,0	0,9	0,8	0,6	0,4
	$> 10$	1,1	1,0	1,0	0,9	0,7	0,6

и тем быстрее, чем меньше скорость ветра. Однако влияние скорости на  $K_b(d)$  значительно слабее, чем на  $K_p(d)$ , что объясняется характером функциональной зависимости между ними вида (3.4.3).

Иными словами, значение массы осадка с увеличением диаметра провода до 5—7 см должно всегда возрастать, а эквивалентной стенки гололеда уменьшаться. Последнее нашло отражение в коэффициентах СНиП (см. табл. 1.3). В табл. 3.26 при-

Таблица 3.26

Фактические значения  $K_p(d)$  по данным Новопятигорской и Дебальцевской станций МПС

Работа	Число случаев	Диаметр провода, см						
		5	10	15	20	25	30	48
Гололед								
[27]	8—30	1,0	1,20	1,36	1,53	1,76	1,85	2,67
[59]		1,0	1,34	1,67	1,88	2,12	2,22	
Зернистая изморозь								
[27]		1,0	1,14	1,27	1,43	1,55	1,68	
Смеси								
[59]	6—30	1,0	1,30	1,58	1,60	1,53	2,34	2,40

ведены фактические значения  $K_p(d)$  по данным различных авторов, из которых следует, что при увеличении диаметра от 0,5 до 5 см  $K_p(d)$  растут от 1,0 до 2,7, что подтверждает результаты теоретических расчетов.

По данным наблюдений в Новопятигорске [36], одновременно растет также и плотность осадка — в среднем на 60 % при переходе от проводов диаметром 0,5 см к проводам диаметром 4,0 см (табл. 3.27).

Таблица 3.27

Рост плотности отложений  $[K_v(d) = \gamma(d)/\gamma(0,5)]$  при увеличении диаметра провода на Новопятигорской станции МПС [36]

Значение $K_v(d)$	Диаметр провода, см						
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,4	3,8
Среднее	1,13	1,20	1,31	1,35	1,42	1,55	1,60
Максимальное	1,25	2,00	1,50	2,29	2,17	2,40	2,75
Минимальное	0,96	1,05	1,00	1,08	1,06	1,00	1,00
Число случаев	21	48	13	42	24	26	22

Массовый экспериментальный материал по оценке влияния диаметра провода на массу и плотность отложений получен на восьми ГВИСТ и экспедиционных пунктах в горных районах Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Сахалина [108, 112, 129, 147, 148, 168]. Измерения по влиянию диаметра на массу осадка проведены при 370 гололедных процессах и отложениях массой от 0,1 до 5,5 кг/м. Это позволило при анализе провести расслоение данных по массе осадка на проводе диаметром 1,0 см [ $p(1,0)$ ]. Результаты наблюдений приведены в табл. 3.28.

Таблица 3.28

Значения  $K_p(d)$ , полученные на различных ГВИСТ в горных районах Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Сахалина

ρ (1,0) км/м	Число слу- чаев голо- леда	Диаметр провода, см							
		0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0
ГВИСТ Курдай и Юбилейная									
0,1—0,4	24	1,0	1,23	1,41	1,56	1,65	1,70		
0,4—0,8	11	1,0	1,16	1,32	1,46	1,60	1,72		
0,8—2,1	10	1,0	1,12	1,23	1,34	1,43	1,49		
ГВИСТ Зардолу									
0,1—0,4	41	1,0	1,14	1,31	1,42	1,53	1,62	1,77	1,86
0,4—0,8	45	1,0	1,06	1,12	1,18	1,23	1,26	1,30	1,32
0,8—1,4	20	1,0	1,07	1,14	1,20	1,26	1,30	1,35	1,38
1,4—2,1	8	1,0	1,04	1,07	1,10	1,13	1,16	1,20	1,24
ГВИСТ Анзоб									
0,1—0,4	25	1,0	1,20	1,34	1,47	1,56	1,64	1,78	1,91
0,4—0,8	15	1,0	1,21	1,37	1,51	1,64	1,76	2,02	2,23
0,8—2,1	11	1,0	1,14	1,27	1,39	1,50	1,62	1,81	2,01
Экспедиционный пункт Санглок									
0,1—0,4	26	1,0	1,03	1,05	1,06	1,07	1,08	1,09	1,10
0,4—1,4	7	1,0	1,04	1,07	1,10	1,11	1,12	1,14	1,15
Экспедиционный пункт Гушары (мокрый снег)									
0,1—0,4	6	1,0	1,35	1,68	2,02	2,36	2,68	3,34	4,0
0,4—0,8	4	1,0	1,16	1,30	1,44	1,56	1,67	1,89	2,1
ГВИСТ Орто-Ашу и Подсека									
0,1—0,8	70	1,0	1,12	1,25	1,30	1,35	1,50	—	1,90
0,8—2,1	35	1,0	1,05	1,10	1,15	1,20	1,25	—	1,45
2,1—5,5	12	1,0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	—	1,01

Как видно из таблицы, четко прослеживаются две закономерности: 1) с увеличением диаметра провода от 0,5 до 5,0 см масса осадка растет; 2) с увеличением интенсивности гололедного процесса, т. е.  $p(1,0)$ , влияние диаметра провода постепенно ослабевает,  $K_p(d) \rightarrow 1,0$  при  $p(1,0) \geq 2,1$  кг/м можно считать, что  $K_p(d) = 1,0$  в диапазоне диаметров от 0,5 до 5,0 см. Физически последний вывод имеет очевидную интерпретацию: чем выше интенсивность гололедных процессов, тем меньше конечная масса отложения зависит от начальных условий, т. е. диаметра провода.

Расслоение данных табл. 3.8 по интенсивности процессов, т. е.  $p(1,0)$ , позволяет дифференцировать поправочные коэффициенты на диаметр в зависимости от массы гололедного осадка или, что все равно, от района гололедности на картах нормативных гололедных нагрузок.

В табл. 3.29 приведены средние значения коэффициентов  $K_p(d)$ , рассчитанные по данным табл. 3.28 для трех интенсивностей гололедных процессов:  $p(1,0) = 0,1 \dots 0,8$  кг/м;  $p(1,0) = 0,8 \dots 2,1$  кг/м и  $p(1,0) \geq 2,1$  кг/м. В табл. 3.30 эти  $K_p(d)$  пересчитаны относительно  $K_p(1,0)$ .

Таблица 3.29

Средние значения  $K_p(d)$  в зависимости от интенсивности гололедных процессов

$p(1,0)$ кг/м	Число случаев гололеда	Диаметр провода, см							
		0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0
До 0,8	264	1,0	1,13	1,25	1,33	1,40	1,48	1,52	1,69
0,8—2,1	84	1,0	1,07	1,14	1,21	1,27	1,33	1,45	1,49
Более 2,1	12	1,0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01

Данные табл. 3.29 и 3.30 рекомендуется использовать на практике для пересчета массы отложений на различные диаметры проводов по известным массам на каком-либо одном из диаметров провода. Эти коэффициенты применимы как для горных, так и для равнинных территорий для отложений плотной изморози и смесей. Нетрудно также пересчитать их в коэффициенты для

Таблица 3.30

Средние значения  $K_p(d)$ , рассчитанные относительно диаметра 1 см

$p(1,0)$ кг/м	Диаметр провода, см							
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0
До 0,8	0,89	1,00	1,11	1,18	1,25	1,32	1,40	1,50
0,8—2,1	0,93	1,00	1,06	1,13	1,19	1,24	1,31	1,39
Более 2,1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

эквивалентной стенки по выражению вида (3.4.3), задавая в нем в качестве  $p$  значения массы на высоте 10 м и подставляя вместо  $K_p(z)$  соответствующие значения  $K_p(d)$  из табл. 3.30.

Что касается плотности отложений, то зависимость ее от диаметра оказалась прямо противоположной, полученной на Новопятигорской станции (см. табл. 3.7). По наблюдениям при 149 гололедных процессах в пяти пунктах Тянь-Шаня и Памиро-Алая (табл. 3.31) плотность зернистой изморози и смеси заметно убывает с ростом диаметра провода. Средние значения  $K_p(d)$ , показанные в последней строчке табл. 3.31, целесообразно использо-

Таблица 3.31

Относительное уменьшение плотности  $K_\gamma(d) = \gamma(d)/\gamma(0,5)$   
с ростом диаметра провода

p (10 м) кг/м	Число слу- чаев гололе- да	Диаметр провода, см						
		0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0
ГВИСТ Курдай и Юбилейная								
0,4—2,1	45	1,0	0,85	0,77	0,74	0,73		
ГВИСТ Зардолу								
0,1—0,4	10	1,0	0,90	0,84	0,78	0,71	0,64	0,60
0,4—0,8	30	1,0	0,98	0,95	0,93	0,88	0,83	0,78
0,8—1,4	10	1,0	0,99	0,98	0,97	0,96	0,96	0,96
ГВИСТ Анзоб								
0,1—0,4	10	1,0	0,94	0,87	0,81	0,71	0,64	0,58
0,4—2,1	30	1,0	0,93	0,89	0,86	0,81	0,79	0,77
Экспедиционный пункт Санглок								
0,1—0,4	5	1,0	0,96	0,93	0,91	0,85	0,81	0,78
Экспедиционный пункт Гушары (мокрый снег)								
0,1—0,8	9	1,0	0,87	0,80	0,74	0,68	0,63	0,60
Среднее без Гу- шары	140	1,0	0,92	0,87	0,84	0,80	0,78	0,76

вать на практике для плотной изморози и смеси. Так, при переходе от диаметра 0,5 к диаметру 2,0 и 5,0 см значения плотности в среднем уменьшаются на 16 и 24 %. Причина убывания плотности с ростом диаметра недостаточно ясна. Микрофизических измерений облачности и туманов не производилось, и в этом плане вопрос не исследовался.

Возможно, что это специфика горных районов с их характерным развитием процессов обледенений, когда вначале начинается отложение гололеда при относительно высоких температурах, а затем с ее понижением — плотная изморозь. Обледенение тонких проводов вначале идет заметно быстрее и поэтому доля го-

лоледа для них в общем осадке может оказаться выше, чем на проводах большого диаметра. Но, быть может, это является общим отражением характера замерзания переохлажденных капель при достаточно низких температурах ( $-5 \dots -15^\circ\text{C}$ ), когда образуется плотная изморозь и смеси, а также при сдвигах спектра оседающих капель вправо при увеличении муфты гололедного осадка.

Тем не менее факт является твердо установленным и требует практического учета и, конечно, своего физического объяснения.

### 3.7. Влияние ориентации проводов на гололедные отложения

Если вектор ветра направлен к проводам или иной конструкции под углом  $\alpha$ , то в формулу (3.4.1) для массы гололедного осадка необходимо в качестве сомножителя ввести  $\sin \alpha$ , а  $u$  считать модулем вектора ветра

$$p = aE\beta u w d \bar{\tau} \sin \alpha. \quad (3.7.1)$$

Теоретически  $p \rightarrow 0$  при  $\alpha \rightarrow 0$ . Однако вследствие пульсации вектора скорости по направлению и турбулентного характера гололедонесущих потоков нулевых осадков не наблюдается. При малых углах  $\alpha$  масса отложений сильно уменьшается (на 60—80 %) и осадок плотных изморозей и смесей становится пористым и рыхлым, чешуйчатым по форме. Это приводит также к существенному уменьшению его плотности [24, 27].

Физически указанные закономерности легко объясняются снижением поверхностной плотности потока осаждающихся капель при  $\alpha \rightarrow 0$  и образованием пустот при чешуйчатой форме отложений. В табл. 3.32 и 3.33 приведены опытные данные Новопятигорской и Дебальцевской станций, характеризующие снижение геометрических размеров массы и плотности осадков при уменьшении  $\alpha$  [24, 27]. Как видно, при изменении  $\alpha$  от  $90^\circ$  до  $0^\circ$  плотность гололеда и смесей уменьшается примерно на 50—55 и 35—

Таблица 3.32

Влияние угла  $\alpha$  на плотность осадка  $\gamma$  (г/см<sup>3</sup>) по наблюдениям в Новопятигорске [24] ( $K_\gamma = \gamma_{90^\circ}/\gamma_{0^\circ}$ )

Вид отложения	Высота 2 м			Высота 8 м		
	$\alpha=90^\circ$	$\alpha=0^\circ$	$K_\gamma$	$\alpha=90^\circ$	$\alpha=0^\circ$	$K_\gamma$
Гололед	0,73	0,37	0,51	0,69	0,32	0,46
Смесь	0,32	0,22	0,69	0,32	0,20	0,63
Кристаллическая изморозь	0,07	0,05	0,71	0,07	0,05	0,71



Таблица 3.33

Влияние угла  $\alpha$  на массу осадка по наблюдениям в Новопятигорске [24] и Дебальцево [27]

Угол $\alpha^\circ$	Гололед		Смеси и плотная изморозь		Кристаллическая изморозь	
	масса, %	размер, %	масса, %	размер, %	масса, %	размер, %
Дебальцево						
90	100	100	100	100	100	100
45	56	64	56	64	62	78
0	18	44	35	42	37	44
Новопятигорск						
90	100	100	100	100	100	100
67,5	92	89	92	94	93	95
45	74	73	75	83	86	92
22,5	43	51	55	66	70	78
0	21	29	28	42	42	71

40 %. Масса отложений при таких же изменениях  $\alpha$  уменьшается для гололеда на 80 %, для смесей и плотной изморози на 65—70 %, для кристаллической изморози на 60—65 %.

Влияние угла  $\alpha$  на массу осадка, его большой диаметр  $a$ , плотность  $\gamma$  и эквивалентную стенку  $b$  изучалась на ГВИСТ Зардолю и Орто-Ашу. По данным Л. А. Савченко [148], Н. И. Попова и В. В. Холодова [168] получена тесная связь между этими параметрами осадка и углом  $\alpha$ . Точечные оценки коэффициентов параболической корреляции имеют значения около 0,8—0,9 и высокую значимость. Найденные значения коэффициентов  $K_p(\alpha)$ ,  $K_a(\alpha)$ ,  $K_b(\alpha)$  и  $K_\gamma(\alpha)$  при  $\alpha$ , меняющемся от 90 до 0°, приведены в табл. 3.34—3.36.

Таблица 3.34

Значения  $K_p(\alpha)$ , полученные на ГВИСТ Зардолю

$\rho_{90^\circ}$ кг/м	Число случаев гололеда	$r_2$	Угол $\alpha^\circ$				
			90	68,5	45	22,5	0
0,1—0,4	16	0,83	1,0	1,00	0,91	0,64	0,31
0,4—0,8	26	0,60	1,0	0,94	0,86	0,71	0,37
0,8—1,4	7	0,92	1,0	0,97	0,88	0,71	0,37
0,1—1,4	49	0,81	1,0	0,96	0,87	0,69	0,35

Примечание. Здесь  $\rho_{90^\circ}$  — масса осадка при  $\alpha=90^\circ$ ,  $r_2$  — коэффициент параболической корреляции между  $\alpha$  и  $\rho$ , а также и другими параметрами осадка.

Таблица 3.35

Значения  $K_p(\alpha)$ ,  $K_a(\alpha)$  и  $K_b(\alpha)$ , полученные на ГВИСТ Орто-Ашу

$\rho_{90^\circ}$ кг/м	Число случаев гололеда	$r_2$	Угол $\alpha^\circ$				
			90	75	45	30	0
0,1—1,4	36	0,93	1,0	0,98	0,85	0,65	0,30
0,1—1,4	36	0,87	1,0	0,95	0,75	0,60	0,40
0,1—1,4	36	0,80	1,0	0,98	0,80	0,60	0,25

Как следует из табл. 3.34 и 3.35, при 49 и 36 гололедных процессах, когда осадок на нормально ориентированных к потоку приемниках составлял от 0,1 до 1,4 кг/м, наблюдалось нелинейное убывание  $K_p(\alpha)$  от 0,1 до 0,30—0,35 при уменьшении  $\alpha$  от 90 до 0°. На рис. 3.6 отчетливо видно, что существенное снижение массы осадка начинается при  $\alpha < 60^\circ$ . На этом рисунке сплошной линией дана усредненная зависимость  $K_p(\alpha)$ , построенная по данным станций Орто-Ашу и Зардолю, которая может быть рекомендована к практическому использованию в районах, где гололедонесущий поток устойчив по направлению, а отложения соответствуют плотной изморози и смесям.

Однако в других ситуациях данными о  $K_p(\alpha)$  следует пользоваться с большой осторожностью. Дело в том, что если гололедонесущий поток неустойчив по направлению, то понятие  $K_p(\alpha)$  теряет практический смысл и необходимо применять  $K_p(\alpha) = 1$ . Это может наблюдаться как при скоротечных, так и при длительных гололедных процессах. Например, на ГВИСТ Подсека (Сахалин) Н. И. Поповым также были проведены аналогичные натурные наблюдения. При 43 гололедных процессах с массами осадка от 0,1 до 5,2 кг/м не обнаружено статистически значимой корреляционной связи между  $\alpha$  и параметрами осадка, что объяснялось значительной изменчивостью направления ветра при гололедообразованиях.

Из табл. 3.36 следует, что по данным, полученным на станциях Зардолю и Орто-Ашу, плотности зернистых изморозей и сме-

Таблица 3.36

Значения  $K_\gamma(\alpha)$ , полученные на ГВИСТ Зардолю (первая строчка) и Орто-Ашу (вторая строчка)

$\rho_{90^\circ}$ кг/м	Число случаев гололеда	$r_2$	Угол $\alpha^\circ$				
			90	75	45	30	0
0,4—1,4	33	0,92	1,0	0,93	0,80	0,70	0,44
0,1—1,4	36	0,88	1,0	0,98	0,86	0,74	0,40
Среднее			1,0	0,95	0,83	0,72	0,42

сей при  $\alpha = 0^\circ$  убывают на 55—60 %. В целом характер зависимостей  $K_p(\alpha)$  такой же, как и  $K_p(\alpha)$ . Разница лишь в том, что правые концы кривых  $K_p(\alpha)$  лежат несколько выше. Усредненными данными, приведенными в последней строчке, можно пользоваться на практике с теми же оговорками, которые были сделаны относительно  $K_p(\alpha)$ .

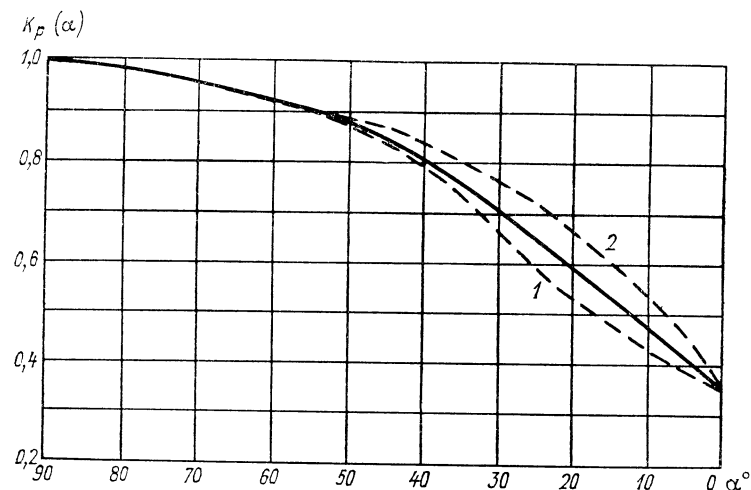


Рис. 3.6. Усредненная зависимость  $K_p(\alpha)$  по данным ГВИСТ Орто-Ашу (1) и Зардолю (2) (штрихпунктирной линией показаны зависимости, относящиеся к каждой станции).

Остается высказать замечание о применимости  $K_p(\alpha)$  при оценке гололедных нагрузок по конкретным трассам ВЛ. Это возможно только на участках, где гололедонесущий поток жестко ориентирован складками местности, например, в узких склоновых долинах, на седловинных перевалах, в горных проходах и в районах орографических усилений гололедных процессов при одновременном развитии местных штормовых ветров. В этих случаях при  $\alpha$  от  $90^\circ$  до  $45^\circ$  следует принимать  $K_p(\alpha) = 1,0$ , а при  $\alpha \leq 30 \dots 40^\circ$  значение  $K_p(\alpha) = 0,75$ .

### 3.8. Сравнительные данные различных гололедных установок и пути совершенствования измерений осадков

Гололедный станок, используемый на метеорологической сети, обладает недостатками, делающими его принципиально мало-пригодным в качестве измерительной установки. В этом смысле он прочно занимает одно из «первых» мест и не «уступает» его даже флюгеру. Начиная с конца 50-х годов на многочисленных ведомственных и межведомственных совещаниях, где обсуждались вопросы повышения качества учета гололедных нагрузок при

строительном проектировании, неизменно ставился вопрос о необходимости замены этой измерительной установки. Однако с тех пор ничего не изменилось и, насколько известно автору, каких-либо изменений не предвидится.

Исключительная простота — единственное преимущество гололедного станка — в то же время автоматически выводит его из разряда измерительных установок. Он может быть объективно использован только для качественных визуальных наблюдений за временем начала—конца явления и видами отложений, да и то с большими ограничениями.

Недостатки данных наблюдений на станке общеизвестны (см. также п. 2.6) и состоят в следующем:

1) неспособность коротких стержней станка (0,9 м) к закручиванию создает совершенно различные условия отложения осадка на станке и на реальных проводах: на последних значительно увеличивается продолжительность гололедообразований (при сокращении числа гололедов) и масса осадка, несравнимой становится его форма; в количественном отношении масса осадка на станке может быть от нескольких раз до нескольких десятков раз меньше, чем на закручивающемся проводе;

2) малый диаметр стержней станка (0,5 см) делает невозможным прямое использование его данных для реальных более толстых проводов, канатов и тросов, а также угловых конструкций, труб, опор и др.; необходим специальный пересчет, который далеко не всегда обеспечивает требуемую точность, а в некоторых случаях невозможен из-за отсутствия опытных данных и соответствующих расчетных моделей;

3) высота измерений составляет около 2 м и поэтому возможны значительные искажения результатов вследствие местных особенностей орографии и защищенности; в то же время для ВЛ и других сооружений необходимо иметь данные до высот 10—50 м (для мачт и башен до 100—500 м), а результаты пересчета массы осадка от 2 м на эти высоты часто весьма условны;

4) в районах с интенсивными гололедообразованиями станок чисто механически не способен выдержать возникающие большие отложения (см. рис. 2.5) и, следовательно, нужны гололедные установки с различным измерительным диапазоном, что совершенно не предусмотрено в его конструкции и методике наблюдений;

5) наконец, трудоемкие и грубые измерения, полностью основанные на ручном труде, едва ли соответствуют современным измерительным технологиям; например, измерения массы осадка легко автоматизируются (см. п. 3.1 с кратким описанием тензо-электрического гололедомера).

Естественно возникает мысль, что гололедный станок в свое время создавался для чего-то другого и как анахронизм перешел в настоящее время.

К сожалению, массовые ряды наблюдений по станку составляют 30—35 лет и продолжают расти, в то время как другие

данные очень ограничены (опыт эксплуатации ВЛ, гололедные съемки) или совершенно отсутствуют по многим малообжитым районам. Поэтому крайне необходимо провести объективное сравнение гололедного станка с другими возможными гололедомерными установками в широком диапазоне реальных масс отложений от 0,1 до 10—20 кг/м. Это позволит выявить степень пригод-

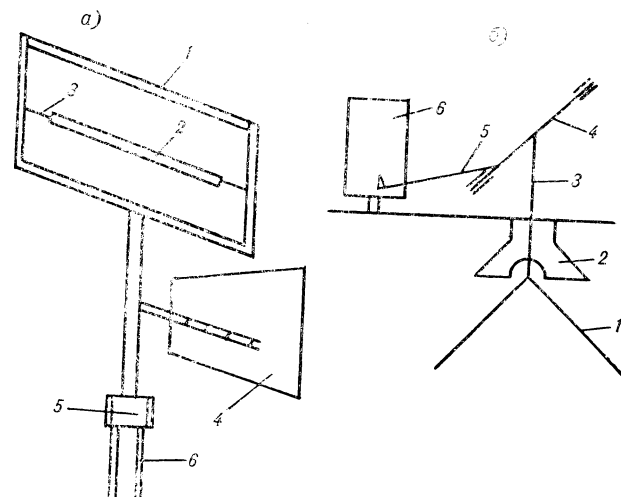


Рис. 3.7. Принцип устройства гололедомерных установок КиргНИОЭ и БРиС Уральского управления по гидрометеорологии с закручивающимися (вращающимися) приемниками гололедных осадков.

а) Гололедомер КиргНИОЭ: 1 — жестко закрепленный съемный стержень, 2 — закручивающийся съемный приемник, 3 — тросики, имитирующие условия середины пролета при длине пролета 60—70 м, 4 — флюгарка, 5 — опорный подшипник, 6 — стойка; б) Гололедограф БРиС Уральского управления по гидрометеорологии: 1 — съемные стержни приемника, соединенные под углом 90°, 2 — защитная юбочка, 3 — тяга, 4 — ось вращения, 5 — стрелка, 6 — барабан.

ности станка, а следовательно, и накопленных рядов наблюдений для анализа гололедности освещаемых территорий. Технически это далеко не простая задача, учитывая, что большие гололедные отложения — редкое явление и наблюдаются не во всех районах.

В качестве образцовой гололедомерной установки для такого сравнения был выбран 40—60-метровый пролет с проводом АС-50 (1,0 см) или стальным канатом диаметром 1,0 см, подвешенным на концах на высоте около 3 м. Измерения производились в средней точке, имеющей высоту около 1,5—2,0 м. С пролетом сравнивались: 1) типовой гололедный станок; 2) гололедомерная установка, имитирующая закручивание проводов, разработанная в КиргНИОЭ [130]; 3) гололедограф БРиС Уральского управления по гидрометеорологии [87], с вращающимися приемными стержнями. Принцип устройства этих гололедомерных установок показан на рис. 3.7, а вид отложений на них — на рис. 3.8. Пред-

ставление о возможных значениях отложений на опытном пролете дает рис. 2.5. Сравнение проведено на ГВИСТ Орто-Ашу (1975—1977 гг.), Подсека (1976—1978 гг.) и экспедиционном

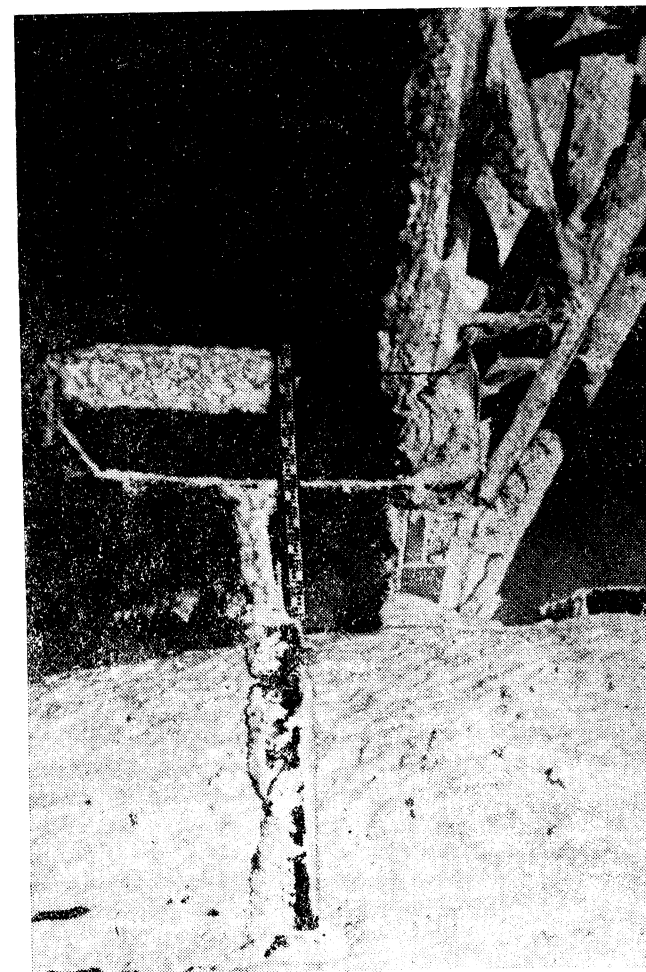


Рис. 3.8. Отложения плотной изморози на гололедомерной установке, разработанной в КиргНИОЭ. ГВИСТ Подсека (Сахалин), ноябрь 1977 г.

Справа видна обледеневшая опора ВЛ 220 кВ.

посту Таганай гора (1981—1984 гг.), располагавшихся в гребневых зонах хребтов Тянь-Шаня, Сахалина и Урала, где часто наблюдаются большие осадки. Пролеты и гололедные станки были установлены во всех трех пунктах; гололедомер КиргНИОЭ сравнивался на ГВИСТ Орто-Ашу и Подсека, а гололедограф — на экспедиционном посту Таганай гора.

Для статистического анализа использованы наблюдения, проведенные при 97 гололедных процессах при осадках на опытном пролете от 0,1 до 10 кг/м и более. При этом в 56 случаях масса осадков была не менее 0,5 кг/м, в трех достигала 11, 17 и 86 кг/м. Основные результаты и выводы проведенного сравнения опубликованы в [127].

Учитывая уникальность наблюдаемых данных и желательность продолжения исследований, считаем необходимым привести их полностью хотя бы для масс осадков (табл. 3.37). В тех случаях, когда на гололедном станке отмечена нулевая масса осадков на

Таблица 3.37

Результаты сравнительных наблюдений масс гололедных осадков (кг/м) на различных гололедомерных установках

ОП	ГФ	ГС	ОП	ГФ	ГС	ОП	ГФ	ГС
Орто-Ашу			0,19	0,20	0,16	0,81	0,74	0,34
0,10	0,09	0	0,41	0,39	0,10	1,16	1,30	0,48
0,18	0,17	0,14	0,79	0,76	0,38	1,71	1,58	0,72
0,29	0,29	0,17	2,95	2,80	0	1,75	1,58	0,36
0,30	0,28	0	Подсека			1,19	1,00	0,82
0,41	0,42	0	0,13	0,10	0,06	0,27	0,23	0,09
0,42	0,39	0,05	0,14	0,09	0,05	1,38	1,33	0,26
0,18	0,19	0	0,24	0,33	0,10	0,39	0,39	0
0,30	0,27	0	0,73	0,64	0	0,55	0,52	0
0,31	0,29	0	0,22	0,17	0	0,47	0,47	0
1,03	0,89	0	0,86	0,80	0,53	0,31	0,31	0
0,35	0,37	0	2,51	1,89	0,33	0,58	0,55	0
0,26	0,24	0	—	0,15	0,13	Таганай гора		
1,21	1,06	0	0,19	0,18	0,07	0,33	0,40	0,12
0,14	0,21	0	0,53	0,46	0	0,53	0,60	0,18
0,26	0,24	0	0,61	0,48	0	0,38	0,40	0,24
0,23	0,16	0	0,56	0,58	0	0,76	0,80	0,16
1,19	1,24	0,05	0,81	0,72	0,32	0,90	0,90	0,10
0,12	0,10	0,04	0,83	0,79	0,71	5,11	5,20	0,73
0,21	0,17	0	5,38	5,20	0,28	0,48	0,50	0,08
0,13	0,10	0,11	0,12	0,10	0	35,20	Зашка-	0,36
0,90	0,84	0,69	0,14	0,12	0	лил		
5,27	4,35	0	0,37	0,33	0	0,44	0,50	0,10
2,74	2,28	0	0,76	0,73	0,24	11,18	11,60	0,10
86,24	Зашка-	0,41	0,40	0,40	0,07	2,27	2,20	0,13
	лил					1,34	1,44	0,22
3,65	3,24	0,18	0,36	0,50	0,18	0,27	0,36	0,06
1,33	1,20	0,09	0,47	0,50	0,13	2,92	2,80	0,10
6,98	7,10	0,23	3,61	3,80	0,10	6,57	6,60	0,74
2,30	2,80	0,30	4,76	5,25	0,34	0,96	0,92	0,14
0,67	0,60	0,08	0,83	0,85	0,10	1,54	1,60	0,26
0,61	0,60	0,10	2,80	3,00	0,50	0,75	0,80	0,30
2,77	2,60	0,14	1,31	1,40	0,22	0,52	0,48	0,42
1,01	1,40	0,14	16,66	15,60	0,23	4,34	4,80	0,22
0,39	0,40	0,08						

Примечание. ОП — опытный пролет, ГФ — гололедограф или гололедомер, ГС — гололедный станок.

момент измерения опал. Это в зависимости от его плотности и ветра происходит и при малых массах, но особенно вероятно, когда они превышают 0,5 кг/м.

Сравним прежде всего средние показатели цилиндричности осадка  $\lambda = c/a$  ( $a, c$  — большой и малый диаметры отложения) на различных установках при массах осадка на пролете 0,5 кг/м и более:

	Орто-Ашу и Подсека	Таганай гора	Все данные
$\lambda_{ГС} \pm \sigma_{\lambda_{ГС}}$ . . . . .	0,30 $\pm$ 0,31	0,52 $\pm$ 0,22	0,42 $\pm$ 0,28
$\lambda_{ОП} \pm \sigma_{\lambda_{ОП}}$ . . . . .	0,84 $\pm$ 0,13	0,88 $\pm$ 0,08	0,86 $\pm$ 0,11
$\lambda_{ГФ} \pm \sigma_{\lambda_{ГФ}}$ . . . . .	0,85 $\pm$ 0,11	0,86 $\pm$ 0,09	0,86 $\pm$ 0,10

Как оказалось, на опытных пролетах осадки имели вид почти круговых муфт ( $\lambda = 0,84 \dots 0,88$ ). При этом средние квадратические отклонения были невелики ( $\sigma_{\lambda_{ОП}} = 0,08 \dots 0,13$ ). Такие же муфты наблюдались как на гололедомере, так и на гололедографе ( $\lambda_{ГФ} = 0,86 \pm 0,10$ ). Напротив, на гололедном станке осадок был односторонним ( $\lambda_{ГС} = 0,30 \dots 0,52$ ) с относительно большим разбросом  $\lambda$  около средних значений ( $\sigma_{\lambda_{ГС}} = 0,22 \dots 0,31$ ), что объясняется тем, что его форма могла быть как близкой к круговой, когда осадок мал, так и сильно односторонней, когда он увеличивался.

В табл. 3.38 приведены точечные оценки коэффициентов параболы корреляции 1—3-го порядков между массами отложений на опытном пролете  $y$  и гололедомере и гололедографе, а также гололедном станке  $x$ . Они получены в предположении, что модель регрессии может иметь вид парабол 1-го (линейная регрессия), 2-го и 3-го порядков, т. е. в общем случае

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 \pm \sigma_p, \quad (3.8.1)$$

где  $\sigma_p$  — средняя квадратическая ошибка регрессии.

Там же даны интервальные оценки для коэффициентов линейной корреляции или их значимости (с уровнем значимости 1 и 5 %), а также параметры  $a_0, a_1$  и  $a_2$  линейной регрессии. В первой части табл. 3.38 приведены расчеты по всей совокупности данных, а во второй — только для отложений, когда осадок на пролете был не менее 0,5 кг/м.

Как и следовало ожидать, коэффициенты корреляции между отложениями на пролете и типовом станке малы и статистически не значимы во всех случаях на уровне 1 %, т. е. связь между ними либо слаба, либо отсутствует совсем.

Напротив, между отложениями на пролете и гололедомерных установках, имитирующих закручивание проводов, точечные и интервальные оценки  $r$  близки к 1, что указывает на жесткую корреляционную связь между их показаниями.

Таблица 3.38  
**Параметры корреляционных зависимостей и линейных регрессий по результатам всех измерений**

Район (число случаев гололеда)	Параболическая корреляция				Линейная регрессия		
	$r_1$	$r_2$	$r_3$	$r_1$ интер- вальная	$a_1$	$a_0$	$\sigma_p$

Пролет — гололедомеры (все данные)

Урал (37)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,02	—0,10	0,26
Тянь-Шань (27)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,18	—0,05	0,09
Сахалин (30)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,06	0,02	0,12
Совместно (94)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,02	0,00	0,21

Пролет — типовой гололедный станок (все данные)

Урал (37)	0,28	0,28	0,35	Корреляция не значима на уровне 5 %
Тянь-Шань (27)	0,06	0,20	0,24	Корреляция не значима на уровне 5 %
Сахалин (30)	0,41	0,55	0,56	Корреляция не значима на уровне 1 %
Совместно (94)	0,25	0,29	0,31	Корреляция не значима на уровне 1 %

Пролет — гололедомеры (осадок  $\geq 0,5$  кг/м)

Урал (29)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,02	—0,11	0,30
Сахалин и Тянь-Шань (25)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,15	—0,05	0,15
Совместно (54)	0,99	0,99	0,99	0,99—1,0	1,02	—0,01	0,28

Пролет — типовой гололедный станок (осадок  $\geq 0,5$  кг/м)

Урал (29)	0,27	0,41	0,48	Корреляция не значима на уровне 5 %
Сахалин и Тянь-Шань (25)	0,13	0,16	0,28	То же
Совместно (54)	0,14	0,25	0,32	„

Если воспользоваться совокупными наблюдениями по Уралу, Тянь-Шаню и Сахалину, то соотношение между массой осадка (кг/м) на пролете  $y$  и опытных установках  $x$  имеет вид линейной регрессии

$$y = 1,02x \pm 0,21, \quad (3.8.2)$$

которая устанавливает практическое равенство в среднем между отложениями на ВЛ и установках, т. е.

$$y \approx x. \quad (3.8.3)$$

Анализ данных для больших отложений и отдельно по установкам и регионам дает те же результаты.

Все это означает, что внесение в установку элемента закручивания приемника гололеда даже при совершенно различном конструктивном решении вопроса обеспечивает хорошую сравнимость ее данных с массой отложений на реальных ВЛ в закручивающимися одиночными проводами.

Одновременно таким путем решается вопрос об идентичности формы и размеров отложения, длительности фаз нарастания и сохранения осадков и др.

Возможно, что описанные установки не являются готовыми прототипами для сети станций, но предлагаемый путь создания объективного гололедомерного устройства является в своей основе верным. Например, вполне приемлемо весьма простое решение задачи на базе опытного пролета длиной примерно 50 м с подвеской одиночного троса диаметром 1 см на высоте около 3 м. Тогда средняя точка будет иметь высоту около 2 м, что обеспечит прямой доступ для измерений и сохранения их принятой технологии. Основным недостатком такого подхода, видимо, является сложность автоматизации измерений.

Конечно, смена принципиально различных по конструкции установок вызовет неоднородность в исходных рядах наблюдений. Но зато вновь получаемые ряды будут объективно отражать режим гололедных явлений, знание которого так необходимо для многих отраслей народного хозяйства.

Что же касается выводов о возможности применения гололедного станка, то ко всему сказанному следует добавить, что его данные могут быть объективно использованы только в слабогололедных районах, соответствующих первому и второму нормативным районам по СНиП и ПУЭ [134, 154]. Показательность станка возрастает для отложений собственно гололеда. Во всех остальных случаях, т. е. районах с повышенной гололедностью, применение его бессмысленно, а увеличение рядов наблюдений, образно говоря, является дорогой в никуда.

## Глава 4

# ГОЛОЛЕДНО-ВЕТРОВЫЕ СЪЕМКИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ, МАЛООСВЕЩЕННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

### 4.1. Организация, цели и задачи микроклиматических гололедно-ветровых съемок

Как уже рассматривалось в главе 2, орографически незащищенные участки склонов хребтов практически не освещены данными ГМС. В то же время такие участки склонов занимают основную (или, по крайней мере, значительную) часть горной территории и характеризуются повышенными или очень высокими значениями максимальных скоростей ветра и масс гололедных отложений. Отсутствие данных во многих случаях препятствует объективной оценке климатических параметров гололедно-ветровых нагрузок. Дать оценку нагрузкам можно, проведя специальные микроклиматические гололедно-ветровые съемки. Однако их организация является сложной и трудной задачей, связанной с выполнением работ в необжитой местности в зимних условиях при отсутствии соответствующего оборудования. Несмотря на это с 1965 по 1985 г. такие съемки были проведены на многих хребтах и возвышенностях Средней Азии [101—104, 114—116, 118, 120, 156—159], Сахалина [122], Урала [48, 93] и Гиндукуша [104]. Эти съемки позволили ответить на многие вопросы, касающиеся нагрузок на склонах и гребнях хребтов самых высокогорных областей СССР — Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Развернувшееся здесь строительство горных ВЛ всех классов напряжения, включая линии 500 кВ [88], настоятельно потребовало научно-обоснованного решения этой задачи. Главную роль в организации съемок, обработке технической стороны дела, а также в разработке методов статистического и климатического анализов получаемых результатов сыграла Лаборатория прикладных геофизических исследований Киргизского научно-исследовательского отдела энергетики (КиргНИОЭ). В дальнейшем в съемках приняли участие климатологи Среднеазиатского отделения Института Энергосетьпроект (САОЭСР) и Таджикского научно-исследовательского отдела энергетики (ТаджНИОЭ). Съемки на Урале были осуществлены Бюро расчетов и справок (БРС) Уральского управления по гидрометеорологии под методическим руководством и при участии кафедры метеорологии Киргизского университета. Для обеспечения проектирования ВЛ от южных границ СССР до Кабула съемки были проведены КиргНИОЭ и САОЭСР также на хребтах Гиндукуша. Насколько нам изве-

стно, в таких масштабах гололедно-ветровые съемки никогда никем не проводились.

Цель съемок — получить фактические данные о максимальных скоростях ветра и гололедных осадках на склонах и в гребневых зонах хребтов, а также в других типах орографических условий, где такие данные отсутствуют или их явно недостаточно для научно-обоснованного решения вопроса о гололедно-ветровых нагрузках на провода и опоры ВЛ. Поэтому предусматривалось получить данные в таком виде, который бы обеспечивал применение статистических методов для их анализа (см. пп. 4.2, 4.3).

Что касается научно-технических задач каждой конкретной съемки, то они диктовались обеспечением климатической информацией проектирующихся сложных горных ВЛ и разработкой крупномасштабных карт нормативных ветровых и гололедных нагрузок горных регионов. Такие карты после их утверждения Минэнерго СССР становятся ведомственными климатическими нормативами для проектирования, строительства и эксплуатации ВЛ и других энергетических объектов.

Первыми были начаты съемки на территории Тянь-Шаня. Они охватывают 10-летний период — с 1965 по 1975 г. На Памиро-Алае съемки проводились в основном в 1973—1976 гг., на Сахалине — в 1976—1978 гг., в Туркмении — в 1978—1980 гг., на Урале и Гиндукуше — в 1982—1985 гг.

Ограниченные возможности исполнителей обуславливали характер организации работ и их техническую оснащенность. Пункты съемки можно свести к четырем типам: 1) посты — организовались на базе имеющихся служб различных ведомств (радиорелейные станции, подстанции электросетей, ГМС и т. д.), посты оснащались анемомумбографами типа М-12 (или М-63), гололедомерными установками, работали от 1 до 5 лет; 2) экспедиционные пункты — представляли собой базы собственных экспедиций, наблюдения на которых велись от 1—2 месяцев до 1—3 лет по наиболее широким программам; 3) вспомогательные пункты — располагались в различных условиях микрорельефа в радиусе от нескольких сотен метров до 10—30 км от экспедиционных пунктов, на которых велись параллельные наблюдения (постоянно или эпизодически) и которые обслуживались с баз экспедиций; 4) автономные регистраторы гололедных нагрузок — устанавливались в исключительно труднодоступных районах; они фиксировали либо годовой максимум нагрузок, либо максимумы осадков всех гололедных процессов (назовем их автономно регистрирующими). Сеть автономных постов наиболее широкой была на Памиро-Алае [126, 132, 133] и особенно в Туркмении [103]. Устанавливались такие посты и на Урале [93]. На Сахалине удалось использовать данные хотя и весьма нерегулярно работавших автоматических радиометеорологических станций (АРМС), располагавшихся на открытых гребнях гор и мысах.

Обслуживание различных пунктов заключалось в следующем. На постах наблюдения велись по установленной простой про-



грамме; в основном они сводились к смене лент прибора М-12 и измерению масс осадков. На остальных пунктах наблюдения проводились персоналом экспедиций. Наиболее широкие программы имели экспедиционные пункты, где велись непрерывные записи скорости ветра, наблюдались все характеристики гололедных процессов, обеспечивались параллельные наблюдения со вспомогательными пунктами, выполнялись специальные наблюдения (мачтовые градиентные и другие), рассмотренные в главе 3. На вспомогательные пункты делались специальные маршруты для снятия показаний с автономных гололедомеров и проведения синхронных параллельных анемометрических съемок при сильных ветрах (ручной анемометр, М-12, М-47). Сеть автономно регистрирующих гололедомеров обычно развертывалась осенью, когда еще имелась возможность попасть в труднодоступные районы и установить приборы на мачтах, опорах ВЛ и линиях связи. Данные с приборов снимались весной или в начале лета, т. е. после окончания гололедного сезона.

Если ветроизмерительные приборы были серийными (М-12, М-47, М-63, МС-13), то в качестве гололедомерных установок использовался типовой гололедный станок (преимущественно на начальном этапе исследований), а также гололедомеры, регистрирующие и записывающие значение массы осадка на вертикальном приемном стержне диаметром 1 см. Эти гололедомеры КиргНИОЭ в своей механической части принципиально не отличались от тензометрического гололедомера, описанного в п. 3.1. Лишь плоская пружина весов была заменена на обычную, а регистрация осуществлялась с помощью стрелочного указателя или производилась запись на барабан или регистрирующую пластину, когда отмечалось лишь максимальное значение осадка. Были разработаны также модификации гололедомеров с поворотом барабана за счет массы осадка и его сброса. Это давало возможность регистрировать максимумы осадков при всех гололедных процессах с отложениями 100—200 г/м и более. На Урале применялись как описанные гололедомеры, так и установки, разработанные в БРиС Уральского управления по гидрометеорологии [87, 93]. Во всех случаях использовался либо вертикальный стержень, либо два наклонных стержня [87]. Вертикальный стержень снабжался круглой пластинкой-пяткой на нижнем конце, предотвращающей возможное сползание больших масс осадков. Как уже отмечалось (см. пп. 2.6, 3.1 и 3.8), вертикальный стержень более соответствует условиям отложений на проводах, чем горизонтальный, и позволяет исключить вертикальную аэродинамическую составляющую ветровой нагрузки, что очень важно при всеобщем принципе измерения масс осадков.

Результаты съемок явились исключительно ценным материалом для фоновой оценки максимальных скоростей ветра и гололедных отложений на склонах и в гребневых зонах возвышенностей, гор и хребтов, а также для построения их высотных зависимостей. К сожалению, здесь нет возможности привести более

подробные данные о расположении каждого пункта и полученных результатах наблюдений. Всего для климатического анализа были использованы наблюдения на 99 пунктах съемки и 11 АРМС Сахалина (всего 110). Большинство из них (75 пунктов) располагалось на орографически незащищенных участках склонов и гребневой зоны возвышенностей, гор и хребтов с относительными высотами более 300 м (тип 2-5В-3): Тянь-Шаня — 17, Памиро-Алай — 11, Копетдаг и возвышенности Туркмении — 11, Урал — 19, Сахалин — 17. В 12 случаях пункты располагались в орографически частично защищенных условиях (тип 2-5В-4). Только семь пунктов находилось во внутренних областях Тянь-Шаня и Памиро-Алая на высотах, превышающих средний уровень блокировки внешними хребтами. Наконец, пять пунктов относятся к орографически незащищенным склонам и гребневым зонам низких возвышенностей Туркмении с относительными высотами от 100 до 300 м. В районах с орографическим усилением ветра (горные проходы, низкие горные перевалы, мысы Сахалина) находилось 10 пунктов съемки и АРМС.

Результаты съемок только тогда могут быть использованы со всей эффективностью, когда они статистически и климатически анализируемы. Как правило, этого можно добиться, используя даже 1—2-месячные наблюдения. Разумеется, получаемые решения будут менее точными, чем по многолетним рядам ГМС. Однако это не может служить противопоказанием к их использованию, так как является не недостатком примененных статистических методов, а общим следствием теории оценок по ограниченному выборкам. Напротив, в районах с редкой метеорологической сетью результаты съемок могут явиться единственным объективным материалом, основанным на прямых наблюдениях.

В соответствии с существом решаемых задач от результатов статистического анализа съемок требуется получение оценок максимальных скоростей и масс гололедных осадков, вероятных один раз в 5, 10, 15 и 25 лет (или других заданных уровней вероятности). К сожалению, в литературе нет разработанных рецептов такого анализа. Исключение, по-видимому, составляет только метод корреляционной привязки ветровых наблюдений, применение которого здесь хотя и специфично, но в целом достаточно очевидно.

В гидрологии находят использование методы, основанные на районировании территории по характеристикам вариации и скошенности распределений стока рек по многолетним данным. Тогда, оценив из короткопериодных наблюдений только первый момент и используя картированные значения второго и третьего моментов, можно рассчитать требуемые вероятностные характеристики стока.

В нашем случае этот путь малоприменим, так как нет показательных станций для незащищенных склонов и гребневых зон хребтов и, следовательно, невозможно провести такое районирование.

Нашедшие применение при анализе результатов проведенных гололедно-ветровых съемок статистические методы можно классифицировать следующим образом: 1) метод аппроксимации распределений для одного пункта; 2) то же для группы пунктов; 3) корреляционно-регрессионный метод; 4) метод оценки однородности распределений; 5) метод оценки по размаху распределений; 6) метод оценки по отношениям рядов.

Как видно, только методы аппроксимации распределений и корреляционно-регрессионного анализа можно считать традиционными для климатологии. Остальные методы либо не применяются в ней совсем, либо используются весьма ограниченно. Это объясняется тем, что климатологи обычно оперируют только многолетними рядами.

В то же время статистические подходы, лежащие в основе названных методов, широко применяются в самых различных областях знаний. И, разумеется, нет каких-либо противопоказаний их аналогичного использования в климатологии там, где в этом есть необходимость. Требуется только сформулировать конкретные условия к исходным выборкам и разработать необходимую процедуру расчетов, что и рассматривается в следующих двух разделах.

#### 4.2. Привязка результатов съемки к более длинным рядам наблюдений на основе оценки однородности выборок

Этот метод рассматривается первым не только в силу своей нетрадиционности в климатологии (хотя в гидрологии он широко используется), но и благодаря возможной многоплановости применения.

Привязка данных съемки одного или нескольких пунктов к более длинным рядам наблюдений может быть сделана путем сравнения полученных на них выборок в плане ответа на вопрос: сравниваемые выборки имеют только случайные различия и тогда они равны или однородны или различия между ними статистически значимы, т. е. существенны? Однородность или равенство выборок позволяет распространить вероятностную оценку максимальной скорости ветра, гололедного осадка и любого другого параметра, найденную по относительно длинному ряду, на все остальные пункты, участвовавшие в сравнении, в чем и состоит суть привязки.

Для этого статистически требуется проводить основную нулевую гипотезу  $H_0$ : наблюдаемые различия выборок чисто случайны, что относительно их функций распределений  $F_i(x_i)$  равносильно утверждению, что они равны

$$F_1(x_1) = F_2(x_2) = \dots = F_m(x_m), \quad (4.2.1)$$

где  $m$  — число выборок или пунктов;  $i$  — номер конкретной выборки.

Проверка  $H_0$  статистически строго может быть сделана по непараметрическим критериям, независящим от вида исходных распределений. Известно, что распределения сильных ветров и масс осадков не являются даже приближенно нормальными. Поэтому использование для этой цели параметрических критериев (Стьюдента, Фишера и др.), основанных на нормальном законе, не может дать точных результатов.

Нулевая гипотеза  $H_0$  в смысле (4.2.1) может быть проверена двумя путями: 1) по оценке равенства средних и дисперсий различных выборок; 2) по оценке равенства законов распределений в целом. Хотя второй путь предпочтительней, большинство разработанных тестов соответствуют реализации только первого подхода. Кроме того,  $H_0$  может проверяться для пары пунктов или для их группы, включающей три пункта и более.

Все непараметрические тесты построены так, что сравнивается взаимное расположение или разность членов выборок в объединенной совокупности. Тогда их хорошее перемешивание или малые разности, свидетельствующие о случайном характере различий индивидуальных выборок, и будет показателем степени случайности или статистической несущественности расхождений. Если на заданном уровне значимости  $P$  (обычно  $P=0,05$ , но в целом  $P=0,01 \dots 0,10$ ) эмпирическое значение критерия меньше критического (рассчитанного теоретически и определяемого по таблицам), то  $H_0$  не противоречит опытным данным и может быть принята. В противном случае  $H_0$  отвергается.

В табл. 4.1 приведена подборка [18, 62, 152] основных непараметрических критериев с характеристикой их применимости и оценкой мощности относительно  $F$ -критерия Фишера. Как видно, большинство критериев начинает работать уже при объемах выборок от 3 до 5 и имеют относительную мощность 95 %, т. е. практически не уступают самым совершенным параметрическим тестам. Из них следует выделить в качестве предпочтительного для наших задач критерий серий, имеющий наибольшую чувствительность к различию эмпирических законов распределений, т. е. выборки в целом, тогда как остальные наиболее чувствительны к различию средних (медиан) и дисперсий.

При числе пунктов три и более проверка  $H_0$  может быть осуществлена с помощью критерия Крускала—Уоллиса, являющегося однофакторной моделью непараметрического дисперсионного анализа со статистикой [63]

$$X = \frac{12}{n(n+1)} \sum_{i=1}^m \frac{R_i}{n_i} - 3(n+1), \quad (4.2.2)$$

где  $R_i$  — сумма рангов  $i$ -той выборки в общем ранжированном ряде, состоящим из  $m$  выборок;  $n_i$  — объем  $i$ -той выборки;  $n$  — общий объем выборок.

При  $n > 15$  распределение  $X$  хорошо аппроксимируется хи-квадрат распределением с  $(m-1)$  степенями свободы, таб-

Таблица 4.1

## Характеристика парных непараметрических критериев

Критерий	Статистика	Наиболее чувствителен к различию	Минимальный объем выборки	Относительная мощность, %
Критерий знаков	$S(\pm) = \sum_{[\Delta i] > 0} 1$	Медиан	Несколько десятков	63
Знакоранговый	$S(\pm) = \sum_{[\Delta i] > 0} r_i$	Средних	$\geq 5$	95
Ранговый Вилькоксона	$W = \sum_{i=1}^{m+n} r_i$	Средних	$\geq 5$	95
Инверсионный Манна-Уитни	$U = \sum_{i=1}^{m+n} a_i$	Средних и дисперсий	$\geq 3$	95
Серий	$\gamma = \sum_{i=2}^{m+n} 1$	Эмпирических распределений	$\geq 5$	95
Ранговый Сиджела—Тьюки	$R_m = \sum_{i=1}^m r_i$	Дисперсий	$\geq 5$	95
Ранговый Ван-дер-Вардена	$X = \sum_{i=1}^m \psi \times \left( \frac{r_i}{m+n+1} \right)$	Средних	$\geq 5-10$	95

Примечание. Здесь  $\Delta$  означает разность значений пар выборок,  $r$  — ранг в общем ранжированном ряду,  $a$  — инверсия в общем ранжированном ряду,  $m$  и  $n$  — объемы выборок.

лицы которого имеются во всех статистических руководствах. Для  $m = 3$  и  $n_i \leq 5$ , т. е.  $n \leq 15$  точные вероятности распределения  $X$  приведены, например, в работе [62].

Техника применения всех этих критериев является обычной. По имеющимся выборкам вычисляются эмпирические значения критериев, которые сравнивают с вероятными критическими значениями. Если  $H_0$  принимается, то из этого делается вывод, что выборки однородны или соответствуют одной и той же генеральной совокупности. Метеорологически это может быть интерпретировано как достаточное сходство режимов рассматриваемых параметров нагрузок по группе сравниваемых пунктов, чтобы при имеющемся объеме исходных рядов допустить их практическое равенство. Если  $H_0$  отвергается, то это говорит о неслучайном (существенном) характере различия выборок и, следовательно, и рассматриваемых режимных параметров.

Очень важно, что синхронность сравниваемых выборок совершенно необязательна, они могут относиться к разным годам и иметь различную длительность. Практическая надежность выводов в основном зависит от репрезентативности исходных данных. Наиболее показательными являются годовые максимумы сравниваемых величин. Кроме них могут быть использованы следующие типы выборок: 1) максимумы гололедных осадков за периоды обледенений; 2) максимумы скоростей ветра за периоды типов синоптических процессов, периоды бурь или суточные максимумы. Конечно, зарегистрированные значения масс осадков и скоростей ветра должны быть обязательно показательными по уровню значений, чтобы основанные на их анализе выводы могли быть перенесены на экстремали. К сожалению, точных рецептов здесь дать нельзя. Однако ясно, что выборки, содержащие в качестве наибольших скорости ветра менее 5 м/с и осадки массой менее 0,05 кг/м, рассматривать во всех случаях не следует как не характерные для решаемой задачи. В целом, чем ближе полученные в выборках значения к максимально возможным в данном районе, тем лучше.

Проиллюстрируем применение группового и парных критериев на конкретных примерах, учитывая почти полное отсутствие публикаций по этому вопросу.

В октябре—ноябре 1972 г. на гребневых экспедиционных пунктах (перевал Акташ и гора Джаргарт) было отмечено соответственно 6 и 7 гололедных явлений с максимальными массами около 0,7 и 1,0 кг/м. Примерно в аналогичных условиях находится пост Западный, где длительность наблюдений составляет пять лет, а максимум массы осадка около 3 кг/м. Распределение масс отложений (кг/м) по экспедиционным пунктам за два месяца и посту Западный за весь гололедный сезон 1972-73 г. было следующим:

Западный . . . . .	0,1	0,12	0,14	0,28	0,30	0,32	0,33	0,40	0,48
Акташ . . . . .	0,08	0,22	0,36	0,40	0,44	0,66			
Джаргарт . . . . .	0,06	0,10	0,22	0,28	0,33	0,42	0,98		

Проверим по критерию Крускала—Уоллиса однородность режимов экстремалей гололедных отложений на этих пунктах. Прямое ранжирование общей выборки (т. е. расположение ее членов в возрастающем порядке) здесь не составляет труда. В результате получим соответствующую табличку рангов:

Западный . . . . .	3,5	5	6	9,5	11	12	13	16,5	20
Акташ . . . . .	2	7,5	11	16,5	19	21			
Джаргарт . . . . .	1	3,5	7,5	9,5	15	18	22		

Вычисленное значение критерия  $H_{\text{эмп}} = 1,3$ . По таблицам  $\chi^2$  для двух степеней свободы ( $m = 3$ ) находим, что при  $p = 0,1$   $H_{\text{кр}} = 4,6$ , т. е.  $H_{\text{эмп}} < H_{\text{кр}}$  на уровне значимости  $P = 0,1$  и, следовательно, режимы на всех трех пунктах следует считать одно-

родными. Это позволяет принять в качестве оценки максимальных стенок, вероятных на пунктах Акташ и Джаргарт один раз в 10 лет, значение около 41 мм, полученное для поста Западный по 5-летним данным.

Проверим дополнительно случайность расхождений данных экспедиционного пункта Джаргарт и поста Западный по парным критериям Вилькоксона, Манна—Уитни и серий, приведенным в табл. 4.1. Для этого, ранжируя данные этих постов в общем ряду, получим следующую последовательность (звездочкой отмечены данные по Джаргарту):

Ранг . . . . .	1	2,5	2,5	4	5	6	7,5	7,5
Значение . . . . .	0,06*	0,10*	0,10	0,12	0,14	0,22*	0,28	0,28*

Ранг . . . . .	9	10	11	12	13	14	15	16
Значение . . . . .	0,30	0,32	0,33	0,38*	0,40	0,42*	0,28	0,98*

Ранговой статистикой критерия Вилькоксона будет функция

$$W = \sum_{i=1}^{m+n} r_i, \quad (4.2.3)$$

где  $r_i$  — ранги меньшего по объему ряда  $m$ .

Точные нижние  $\alpha$  критические значения  $W$  находятся по таблицам [18], а верхнее критическое значение  $\beta$  вычисляется по выражению

$$\beta = 2\bar{W} - \alpha. \quad (4.2.4)$$

При больших  $m$  и  $n$  (20 и более)  $\alpha$  и  $\beta$  находятся по нормальному приближению

$$\alpha \leq \bar{W} - t_P \sigma_W, \quad \beta \leq \bar{W} + t_P \sigma_W, \quad (4.2.5)$$

где  $t_P$  — квантиль нормального распределения (0,1), а

$$\bar{W} = \frac{m(m+n+1)}{2}, \quad \sigma_W^2 = \frac{mn(m+n+1)}{12}. \quad (4.2.6)$$

Инверсионной статистикой критерия Манна—Уитни служит сумма

$$U = \sum_{i=1}^{m+n} a_i, \quad (4.2.7)$$

где  $a_i$  — число инверсий или беспорядков меньшей выборки  $m$  в общем ранжированном ряду ( $m+n$ ).

Число инверсий каждого члена  $m_i$  (в данном случае по Джаргарту) равно числу предшествующих членов  $n_j$  по посту Западный. Например, член с рангом 6 имеет 3 инверсии, с рангом 12 — 7 инверсий и т. д.

Точные нижние  $\alpha$  критические значения  $U$  приведены в [18, 62], а при  $m(n) \geq 10$   $\alpha$  и  $\beta$  находятся по нормальному приближению типа (4.2.5), где

$$\bar{U} = \frac{mn}{2}, \quad \sigma_U^2 = \frac{mn(m+n+1)}{12}. \quad (4.2.8)$$

Критерий серий имеет исключительно простую статистику

$$\gamma = \sum_{i=2}^{m+n} 1, \quad (4.2.9)$$

где  $i=2$  — минимальное,  $(m+n)$  — максимальное число серий.

Под серией понимается любая часть последовательности общего ранжированного ряда, состоящая из элементов, относящихся к одной и той же выборке (одинаковых или различных по значению). Например, первой серией в рассматриваемом ряду будет 0,06\* 0,10\*; второй — 0,10 0,12 0,14 и т. д.

Точные нижние  $\alpha$  и верхние  $\beta$  критические значения приведены в [18, 62]. При больших  $m(n) > 20$  можно пользоваться нормальным приближением типа (4.2.5), где

$$\bar{\gamma} = 1 + \frac{2mn}{n+m}, \quad \sigma_{\gamma}^2 = \frac{2mn(2mn-m-n)}{(m+n)^2(m+n+1)}. \quad (4.2.10)$$

В результате вычислений статистик  $W$ ,  $U$  и  $\gamma$  по формулам (4.2.3), (4.2.7) и (4.2.9) получено:

$$W_{\text{эмп}} = 59, \quad U_{\text{эмп}} = 31, \quad \gamma_{\text{эмп}} = 11. \quad (4.2.11)$$

Найденные по таблицам нижние и верхние критические значения  $\alpha$  и  $\beta$  для уровня значимости  $P=0,10$  и двусторонней альтернативы позволяют составить верные неравенства:

$$46 < W_{\text{эмп}} < 73, \quad 15 < U_{\text{эмп}} < 47, \quad 5 < \gamma_{\text{эмп}} < 13. \quad (4.2.12)$$

Таким образом, во всех трех случаях вычисленные значения статистик критериев на уровне значимости  $P=0,10$  попадают внутрь доверительных областей. Следовательно, гипотеза о случайности зарегистрированных расхождений масс гололедов на посту Западный и пункте Джаргарт не отвергается и при парном сравнении с помощью трех рассмотренных критериев. Аналогичные результаты получены также для второй пары пунктов — пост Западный — перевал Акташ.

Приведем еще один пример для иллюстрации очень характерного случая анализа при разновременных измерениях. В октябре 1965 г. на перевале Тюз-Ашу было зарегистрировано четыре гололедных отложения массой 0,05; 0,91; 0,08 и 0,79 кг/м. Ни один из постов в гребневой зоне в этот год не работал, станций-аналогов для этого пункта также не имеется. В то же время имеются доброкачественные измерения в течение трех осенних месяцев (сентябрь—ноябрь) на посту Западный в 1967, 1968 и 1972 гг., который расположен на том же хребте примерно в сходных усло-

виях (около 90 км западнее). На посту Западный зарегистрированы отложения (кг/м):

1972 г. . . . .	0,33	0,30	0,28	0,12	0,48		
1968 г. . . . .	1,49	0,32	0,38	0,62	0,76	1,08	
1967 г. . . . .	1,04	0,16	0,27	0,19	0,35	0,74	0,33
	0,05	1,53	0,06	0,30	0,1	0,05	

Оценивая по критерию серий однородность данных, полученных в октябре 1965 г. на перевале Тюз-Ашу и в каждый из трех осенних сезонов на посту Западный, найдем: 1972 г. —  $2 < (\gamma_{\text{эм}} = 3) < 9$ ; 1968 г. —  $3 < (\gamma_{\text{эм}} = 4) < 9$ ; 1967 г. —  $4 < (\gamma_{\text{эм}} = 7) < 10$ , т. е. на уровне значимости  $2P = 0,1$  гипотеза однородности не противоречит опытным данным и на перевале Тюз-Ашу следует распространить максимальную оценку гололедной стенки, полученной для поста Западный по 5-летним данным.

Правомерность этого вывода на основании имеющихся данных сомнений вызывать не может, так как он получен статистически строго на достаточно доброкачественном материале. В дальнейшем на перевале Тюз-Ашу была сооружена ГВИСТ Орто-Ашу и полученный таким путем вывод подтвержден затем прямыми измерениями в течение пяти лет.

В задачах рассмотренного типа целесообразно проверять, где это можно, и односторонние альтернативы

$$F_m(x) > F_n(y), F_m(x) < F_n(y), \quad (4.2.13)$$

т. е. что члены ряда  $m$  больше членов ряда  $n$ , и наоборот. Тем самым повышается возможность забраковать нулевую гипотезу однородности, если верна альтернативная.

Рассмотренные методы анализа однородности являются в большинстве случаев основными и единственными статистически строгими методами привязки краткосрочных данных гололедной съемки к многолетним рядам ГМС или гололедных постов, как это будет видно из п. 4.3.

### 4.3. Другие методы статистического анализа результатов гололедно-ветровых съемок

#### 4.3.1. Метод аппроксимации распределений для одного пункта

Наибольшая длительность наблюдений на постах и экспедиционных пунктах соответствовала 1—5 годам. Так как посты и пункты располагались на открытых участках склонов и гребней хребтов, где межгодовая изменчивость буревых и гололедных процессов в 2—5 раз меньше, чем в предгорных равнинах и межгорных впадинах (см. п. 2.3, 2.4, 2.7), то в относительном выводе их наблюдения равноценны наблюдениям ГМС названных районов с периодом наблюдений от 3 до 5—10 лет. На наш взгляд,

это обстоятельство существенно повышает показательность пунктов с 1—5-летним периодом работы. Последнее тем более важно, что вследствие отсутствия здесь ГМС экспедиционные пункты должны взять на себя также роль реперных для привязки к ним значительно более коротких рядов наблюдений на вспомогательных пунктах.

Все приемы подбора теоретических кривых распределений для выравнивания эмпирических выборок, ровно как и техника выравнивания, остаются обычными (см. п. 5.1). Следует подчеркнуть целесообразность использования более простых 1—2-параметрических законов, которые отразят статистически только наиболее важные свойства выборок. Такими законами являются, например, распределения Пуассона, Пирсона X типа, предельные 1—3 типов и др. [18, 46, 62, 92, 152].

Более важным вопросом, на наш взгляд, является способ формирования исходных распределений. Целесообразно для скорости ветра формировать их из суточных максимумов или максимумов буревых периодов, а для гололеда — из максимумов отложений за каждый гололедный процесс. Тем самым в значительной мере будет исключена связность членов временных рядов для ветра по сравнению со срочными данными.

В качестве примера в табл. 4.2 приведены результаты аппроксимации усеченных распределений суточных максимумов скоростей на постах Западный и Кочкортюбе, где непрерывные наблюдения за ветром по М-12 составили 2,24 и 2,52 года. Расчеты выполнены по однопараметрическому распределению Пирсона X типа (5.1.4) по программе (см. п. 5.1), реализующей всю систему кривых Пирсона [163]. Однако они без труда могут быть получены с помощью обычного калькулятора, графически или графоаналитически [32, 155].

Как видно, получена хорошая степень согласованности эмпирических ( $n_{\text{эм}}$ ) и рассчитанных ( $n_{\text{расч}}$ ) частот классов скоростей

Таблица 4.2

Аппроксимация усеченных распределений суточных максимумов скоростей ветра кривой Пирсона X типа

Западный (3,6 км)				Кочкортюбе (2,2 км)			
Класс v, м/с	$n_{\text{эм}}$	$n_{\text{расч}}$	$P_{\text{расч}}$	Класс v, м/с	$n_{\text{эм}}$	$n_{\text{расч}}$	$P_{\text{расч}}$
16—20	212	210,3	0,551	9—12	221	226,1	0,470
20—24	114	124,2	0,302	12—15	153	162,0	0,337
24—28	57	47,7	0,116	15—18	65	59,2	0,123
28—32	20	18,3	0,045	18—21	37	21,4	0,045
32—36	5	7,1	0,017	21—24	5	7,7	0,016
36—40	3	2,7	0,007	24—27	0	2,9	0,006
40—44	1	1,04	0,0025	27—30	0	1,0	0,002
44—48	0	0,40	0,0010	30—33	0	0,36	0,0008
48—52	0	0,15	0,0004	33—36	0	0,02	0,0004
52—56	0	0,06	0,0001				
Всего	412			481			

на обоих пунктах, которая на уровне значимости 0,3 удовлетворяет  $\lambda$ -критерию Колмогорова и на уровне значимости 0,10 критерий хи-квадрат Пирсона.

Если по известному выражению

$$T(v) = \frac{1}{\bar{n}(1 - F(v))} \quad (4.3.1)$$

рассчитать период повторения правых границ классов скоростей в годах —  $T(v)$ , зная их обеспеченность  $F(v)$  и средний годовой объем  $\bar{n}$  аппроксимируемой выборки, то для повторяемости один раз в 10 лет они окажутся равными для поста Западный 48 м/с, а для поста Кочкортьюбе 30 м/с. Полученные оценки хорошо согласуются с имеющимися данными по другим горным регионам, как это было уже рассмотрено в п. 2.3.

Как будет показано в главе 5, для каждого региона имеют место достаточно устойчивые соотношения между рассчитанными параметрами различной повторяемости. Поэтому можно использовать также двухступенчатый прием: сначала рассчитать по выборкам значения, вероятные один раз в год или 5 лет, а затем по усредненным соотношениям значения более редкой повторяемости.

В работе [121] сделана попытка эмпирически оценить точность расчетов максимальных скоростей и гололедных отложений, вероятных один раз в 10 лет, по данным выборок длительностью 1, 3 и 5 лет, используя многолетние наблюдения ряда ГМС Памиро-Алая. Оказалось, что относительные погрешности при годичной длительности наблюдений в 60—80 % случаев не превосходят 20 % для ветра и 40 % для гололеда. При увеличении длительности наблюдений относительные ошибки быстро уменьшаются. Скорость ветра входит в формулу для скоростного напора (1.1.2) в квадрате. Поэтому, хотя погрешность расчетов вероятных гололедных осадков примерно в два раза выше, чем погрешность скоростей, указанное обстоятельство приводит к примерно одинаковой относительной погрешности в расчетах как ветровых, так и гололедных нагрузок.

#### 4.3.2. Метод аппроксимации распределений по группе пунктов

Надежность аппроксимационных расчетов можно повысить, если имеются основания для объединения данных наблюдений нескольких пунктов, расположенных примерно в одинаковых орографических условиях и высотных зонах, в одну совокупную выборку. Как известно [152], общими условиями, допускающими такое объединение, будут случайность, независимость и однородность членов всех выборок, т. е. наблюдений на пунктах. Условие случайности реализуется самим временным ходом атмосферных процессов, который можно интерпретировать как случайные функции координат и времени. Для гололедных осадков в боль-

шинстве случаев не обнаруживается значительных корреляционных связей даже на расстояниях порядка одного — нескольких километров (см. п. 4.3.3). Для ветра такие связи, как правило, существуют на расстояниях даже в десятки и сотни километров, если, как это показано в п. 4.3.3, правильно учесть масштаб циркуляционных процессов. Разумеется, во всех случаях речь идет о корреляционных зависимостях между пунктами, находящимися в примерно одинаковых орографических условиях и высотных зонах, где они реально могут иметь место.

Таким образом, для объединения данных группы пунктов в одну совокупность необходимо помимо примерной идентичности их орографических условий проверить гипотезу об отсутствии значимых корреляционных связей, а затем, при ее подтверждении, подтвердить гипотезу об однородности всех объединяемых выборок методами, изложенными в п. 4.2.

Метод эмпирического конструирования генеральной совокупности таким путем, как правило, применялся для анализа только гололедных данных.

Последовательность статистических расчетов проиллюстрируем на примере экспедиционных наблюдений за гололедом на Холмском перевале (Сахалин). За зимний сезон 1976-77 г. отмечено семь гололедных процессов, наблюдения за которыми проведены на пяти пунктах, располагавшихся в примерно одинаковых условиях перевального плато. Значимых корреляционных связей между их данными не установлено. Поэтому есть основания ожидать, что все пять выборок однородны и могут быть объединены для аппроксимационных расчетов. Проверка  $H_0$  по критерию Крускала—Уоллиса (4.2.2) подтвердила это положение ( $H_0$  не отвергается на уровне значимости  $P = 0,10$ ).

Объединяем все пять выборок в одну совокупность и обычным путем находим ее аппроксимацию. В этом конкретном случае применено графическое решение задачи с использованием сетчатки, спрямляющей распределение Пирсона X типа. Для этой цели необходимо проранжировать выборку в убывающем порядке и найти эмпирическую функцию превышений  $F'(x_i) = 1 - F_i(x_i)$

$$F'_i(x_i) = \frac{r_i}{n+1}, \quad (4.3.2)$$

где  $x_i$  — значение массы осадка  $i$ -го члена выборки;  $r_i$  — ранг члена;  $n$  — общий объем выборки.

Опытные точки  $(x_i, F'_i)$  наносятся на сетчатку (рис. 4.1) и через них проводится интерполяционная прямая (теоретическая аппроксимация  $(x_i, F'_i)$ ), с которой снимаются оценки  $x$  (кг/м) различного периода повторения.

Сечение для  $F_T(x)$  находится решением выражения типа (4.3.1) относительно  $F'(x)$

$$F'_T(x) = \frac{1}{\bar{n}_{\text{об}} T}, \quad (4.3.3)$$



где  $T$  — заданный период повторения в годах;  $\bar{n}_{об}$  — средний годовой объем общей выборки (в нашем случае  $n_{об} = 35$ ).

Тогда для 1 года, 5 и 10 лет  $F_T'$  будут соответственно равны: 0,029, 0,0057 и 0,0029. Как видно из рис. 4.1, опытные точки на графике располагаются примерно линейно и снятые с него оценки массы осадка, вероятные один раз в год, 5 и 10 лет оказались равными 0,43; 0,60 и 0,68 кг/м. Если привести их к высоте 10 м, то они увеличатся до 0,65, 0,90 и 1,0 кг/м.

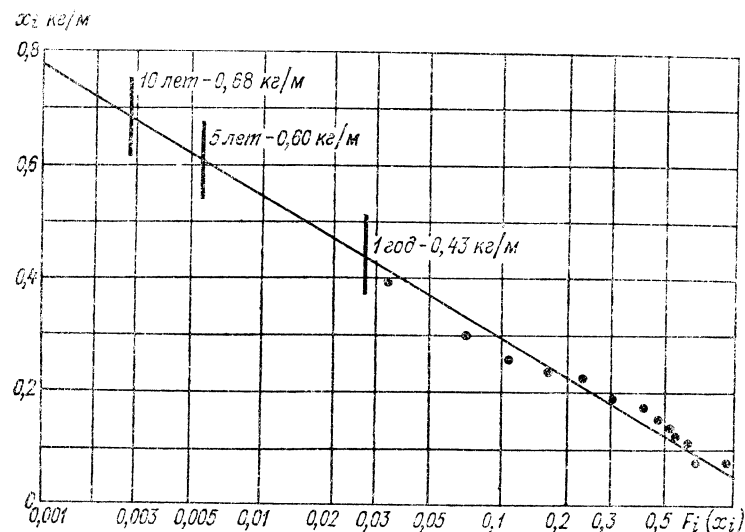


Рис. 4.1. График аппроксимации на спрямляющей сетчатке для распределения Пирсона X типа объединенных данных гололедных наблюдений в пяти пунктах на Холмском перевале Сахалина в зимний сезон 1976-77 г.

Заметим, что другим путем получить эти оценки просто не представлялось бы возможным. Единственное наше суждение сводилось бы тогда к констатации факта зарегистрированного максимума осадка 0,4 кг/м, что очень сильно обеднило бы значимость результатов съемки.

#### 4.3.3. Метод корреляционно-регрессионной привязки к более длинным рядам

Этот метод наиболее широко применялся для анализа анемосъемок. В большинстве случаев все попытки установить значимые корреляционные связи между показаниями гололедомеров, располагавшихся на расстоянии в несколько километров, оказались, как правило, безуспешными в горных районах Средней Азии при относительно быстротечных гололедных процессах. Уже неболь-

шие различия в расположении пунктов приводили к отсутствию корреляционных связей.

Иное дело горные районы Сахалина, Урала и других более северных по сравнению со Средней Азией регионов. Очень интенсивные и длительные гололедные процессы, охватывающие одновременно большие площади, приводят к наличию корреляционных зависимостей, по крайней мере, на расстояниях до 10 км. Так, при гололедной съемке на склонах хребта Таганай при числе гололедных процессов от 10 до 21 были установлены тесные корреляционные связи ( $r \geq 0,90$ ) между пунктом на гребне хребта (Таганай 1) и остальными пунктами на склонах, кроме пункта, располагавшегося у самого подножия хребта (Таганай 7). В табл. 4.3 приведены рассчитанные А. Д. Наумовым точечные значения коэффициентов корреляции и соответствующие уравнения регрессий для этих пунктов относительно пункта Таганай 1. Кроме того, приведены максимальные зарегистрированные массы на пунктах 2—9. Во всех случаях установлено значимое отличие от нуля оценок  $r$  и угловых коэффициентов регрессий.

Как видно из таблицы, полученные регрессии вполне могут быть использованы для привязки короткопериодных (около одного года) данных на склоновых пунктах к многолетнему ряду ГМС Таганай или 3-летним данным поста Таганай 1 (располагался рядом с ГМС). При этом на посту Таганай 1, как уже отмечалось, зарегистрирован абсолютный максимум осадка в горных районах СССР — 86,2 кг/м.

Таблица 4.3

Коэффициенты корреляции и уравнения связи для масс осадков между данными поста Таганай 1 (вершина) и Таганай 2, 3, 4, 5, 6, 8 и 9

Пункт	Число гололедных процессов	$m_{\max}$ кг/м	$r$	Уравнение регрессии для масс $p$ , кг/м
1—2	20	7,4	0,99	$p_2 = 0,44p_1 + 0,12 \pm 0,21$
1—3	17	2,5	0,98	$p_3 = 0,15p_1 + 0,02 \pm 0,15$
1—4	10	1,5	0,92	$p_4 = 0,07p_1 + 0,05 \pm 0,18$
1—5	21	7,8	0,99	$p_5 = 0,46p_1 + 0,17 \pm 0,30$
1—6	15	2,8	0,97	$p_6 = 0,15p_1 + 0,07 \pm 0,19$
1—8	21	6,8	0,99	$p_7 = 0,42p_1 + 0,15 \pm 0,27$
1—9	21	2,8	0,97	$p_9 = 0,15p_1 + 0,03 \pm 0,17$

Чтобы выявить значимую корреляцию между уровнями скоростей ветра в различно удаленных пунктах, важно правильно выбрать временные характеристики корреляционных пар, отвечающие масштабам циркуляционных механизмов. Рекомендации по их выбору приведены в табл. 4.4, полученной как обобщение накопленного опыта. Их использование позволяет надежно выявлять корреляционные связи, если они существуют.

Не менее важным вопросом является регистрация на каждом пункте нужного диапазона скоростей, чтобы полученную регрессию можно было распространить на их максимальные значения. Анемостъемки при скоростях ветра менее 5 м/с проводить вообще не следует, и эти скорости не имеет смысла рассматривать (даже если они и получены) как не соответствующие интересующей области переменных. Одновременно верхние пределы скоростей должны быть не менее 15—20 м/с, чтобы регрессия отвечала как минимально необходимому размаху переменных, так и их верхним пределам.

Таблица 4.4

Временные характеристики выбора корреляционных пар

Расстояние между пунктами	Рекомендуемые временные характеристики
Сотни метров	Непрерывные 2—10-минутные средние
Километры	Часовые максимумы 2—10-минутного осреднения
Десятки километров	Суточные максимумы или максимумы бурь
50—100 км и более	Максимумы за период типов синоптических процессов (или суточные максимумы, максимумы бурь)

По этой причине все анемостъемки были проведены в холодную половину года, когда более вероятны повышенные уровни скоростей ветра. В итоге получены максимальные значения скоростей до 20—40 м/с, что позволило использовать рассчитанные регрессии для оценки максимально возможных скоростей.

Так, зимой 1968-69 г. на перевале Тянь-Шаня Терек (2, 30 км) и открытой вершине, расположенной в 350 м восточнее (2,45 км), при нескольких бурях в диапазоне 8—23 м/с проведено 65 параллельных измерений 2-минутных средних скоростей ветра. Эмпирический коэффициент корреляции равен 0,98, а уравнение регрессии имеет вид

$$v_{\text{верш}} = 1,08v_{\text{пер}} + 0,2 \pm 1,2. \quad (4.3.4)$$

Надежность этой регрессии не вызывает сомнений, и она была использована для оценки максимальной скорости на вершине (50 м/с) по предварительно найденному значению на перевале (46 м/с), вероятному один раз в 10 лет.

Аналогично в октябре—ноябре 1972 г. произведены записи скорости ветра на относительно защищенной перевальной ГМС Алабель (3,12 км) и горе Джаргарт (3,64 км), расстояние между которыми было около 2 км. Получена выборка из 417 пар часовых максимумов скорости ветра, относящихся к диапазонам 5—

14 и 5—31 м/с. Коэффициент корреляции выборки равен 0,74, а уравнение регрессии имеет вид

$$v_{\text{гора}} = 1,69v_{\text{ГМС}} + 2,9 \pm 4,0. \quad (4.3.5)$$

Эта регрессия также достаточно надежна и может быть использована для привязки двухмесячных наблюдений на Джаргарте к многолетнему ряду ГМС. Для повышения практической надежности в результате расчетов целесообразно ввести со знаком «плюс» стандартную ошибку регрессии ( $\pm 4$  м/с). Тогда оценка максимальной скорости ветра, вероятной один раз в 10 лет, окажется равной на Джаргарте 48 м/с.

Примеры подобных расчетов приведены также в работах [48, 102, 104, 118]. Следует отметить, что была проведена широкая проверка возможности существования нелинейных регрессионных связей как для скоростей, так и для гололедных отложений для следующих форм зависимостей:

а) параболической от 1 до 4 порядков

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 + a_4x^4, \quad (4.3.6)$$

б) логарифмической

$$10^y = ax^b, \quad (4.3.7)$$

в) показательной

$$y = a \cdot 10^{\frac{x}{b}}, \quad (4.3.8)$$

г) степенной

$$y = ax^b. \quad (4.3.9)$$

С. А. Федоровой была составлена специальная программа, реализующая (4.3.6) — (4.3.9). Опыт большого числа параллельных расчетов для этих форм зависимостей показал, что если корреляционные связи существуют, то они имеют линейный или близкий к нему характер.

#### 4.3.4. Методы оценок по размаху и отношениям рядов

Все рассмотренные выше методы являлись статистически строгими. К сожалению, их набор не всегда обеспечивает получение необходимых расчетных данных. Например, когда регистрируется только годовой максимум осадка в течение 1—3 сезонов (пункты автономной регистрации), применить их для вероятностных расчетов нельзя. Точно также 3—5 измерений в течение года при отсутствии реперного пункта исключают такую возможность.

В подобных случаях приходится ограничиваться возможными чисто эмпирическими приемами. Наиболее простой из них может быть назван методом отношений рядов. Такие отношения наблюдаемых максимумов можно построить для пары или группы пунктов, один из которых принят за реперный и для которого имеется

абсолютное значение оценки. Умножением полученного отношения на вероятное значение скорости или массы осадка на реперном пункте получим соответствующую оценку для вспомогательного пункта. Например, при анемосъемке на горе Джаргарт была отмечена максимальная скорость ветра 31 м/с, а на ГМС Алабеля — 14 м/с. Их отношение равно 2,2. Используя  $v_{10} = 24$  м/с для Алабеля и это отношение, найдем  $v_{10} = 53$  м/с для Джаргарта. По регрессии (4.3.5) более точная оценка равнялась 48 м/с. Качественно они совпадают вполне удовлетворительно.

И. И. Першиным [101] предложено величины

$$k_r = \frac{p_{10}}{p_{\text{год}}}, \quad k_r^* = \frac{b_{10}}{b_{\text{год}}} \quad (4.3.10)$$

называть показателями гололедности сезона. Здесь  $p_{10}$  и  $b_{10}$  — рассчитанная масса и эквивалентная стенка осадка, вероятные один раз в 10 лет, а  $p_{\text{год}}$  и  $b_{\text{год}}$  — максимумы текущего года. Если определить  $k_r$  или  $k_r^*$  для реперных станций или для климатических типов по группам ГМС, то, измерив фактические годовые максимумы отложений на пунктах съемки ( $p'_{\text{год}}$  и  $b'_{\text{год}}$ ), можно найти для них вероятностные оценки  $p'_{10}$  и  $b'_{10}$  по формулам:

$$p'_{10} = k_r p'_{\text{год}}, \quad b'_{10} = k_r^* b'_{\text{год}}. \quad (4.3.11)$$

Этим путем были оценены максимальные значения осадков на пунктах автономной регистрации гололедов.

И. И. Першиным предложен также прием сочетания (4.3.10) с приближенной оценкой размаха распределений по правилу 3—5 $\sigma$ . Суть состоит в том, что для очень ограниченных выборок (менее 10 измерений) вначале определяется правая граница размаха распределений. Если  $k_1 > 1$ , то возможный максимум осадка рассчитывается по правилу

$$p_{\text{макс}} = \bar{p} + 3\sigma, \quad (4.3.12)$$

а если  $k_1 < 1$ , то — по правилу 5 $\sigma$

$$p_{\text{макс}} = \bar{p} + 5\sigma, \quad (4.3.13)$$

где  $\bar{p}$  и  $\sigma$  — эмпирические средние значения и среднее квадратическое отклонение, найденные по выборке.

Применение правила 3—5 сигм имеет то обоснование, что распределение гололедных осадков имеет значительную правую асимметрию и, кроме того, оценка эмпирической величины дисперсии является заниженной при ее определении по малым выборкам. Нелишне также напомнить, что в соответствии с неравенством Чебышева [152] для любого распределения вероятность того, что случайная величина уклонится от своего математического ожидания на величину  $c\sigma$  будет не менее чем:

Вероятность . . .	0,75	0,89	0,94	0,96
c . . . . .	2	3	4	5

откуда теоретически и следует правило 3—5 сигм.

По данным длинпорядных ГМС ищется регрессия между  $p_{10}$  (или  $b_{10}$ ) и фактическим многолетним максимумом  $p_{\text{ф}}$  (или  $b_{\text{ф}}$ )

$$p_{10} = ap_{\text{ф}} + a_0. \quad (4.3.14)$$

В качестве аналоговой эта регрессия переносится на пункт гололедной съемки. Подстановкой в (4.3.14)  $p_{\text{макс}}$  по (4.3.12) или (4.3.13) находится оценка  $p_{10}$  для пункта съемки.

Возможны также другие модификации этих и аналогичных приемов исходя из конкретных условий анализа. Как понятно, качество последнего будет в значительной мере определяться удачностью подбора аналогов, которых всегда не достает или они даже полностью отсутствуют для склонов и гребней хребтов.

## МЕТОДЫ ПОСТРОЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ КАРТ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВЫХ И ГОЛОЛЕДНЫХ НАГРУЗОК ДЛЯ ГОРНЫХ РАЙОНОВ

Удобной на практике формой представления климатической информации для оценки необходимых параметров ветровых и гололедных нагрузок являются соответствующие крупномасштабные карты, которые составляются для отдельных республик, областей или энергосистем. Такие карты получили название региональных. К настоящему времени построено большое число региональных карт нормативных гололедных и ветровых нагрузок по специально разработанным методикам для равнинных и слабоволнистых территорий [84, 91]. Можно считать, что для этих форм рельефа задача в целом решена удовлетворительно и ее отдельные вопросы постоянно уточняются.

В результате исследований, проведенных в последние два десятилетия в лаборатории прикладных геофизических исследований КиргНИОЭ, удалось разработать методику построения региональных карт для сильно пересеченных и горных территорий [109, 114]. В основе методики лежат результаты анализа совершенно нового материала гололедно-ветровых съемок и других специальных измерений, а также нетрадиционный подход к анализу режимных закономерностей в горных районах, основанный на одновременном учете макро-, мезо- и микрорельефных условий и высоты места. В то же время эта методика, как на фундамент, опирается на твердо установленные классические закономерности горной климатологии. Рассмотренные в главах 2—4 результаты являются составными частями этой методики. В настоящей главе основное внимание будет акцентировано на принципиальном подходе к крупномасштабному районированию горных территорий в предположении, что остальные аспекты проблемы оценки ветровых и гололедных нагрузок уже решены.

### 5.1. Статистические методы расчетов вероятностных характеристик режимов сильных ветров и гололедных явлений

При детальном климатическом исследовании горных территорий часто встают задачи не только изучения закономерностей собственно максимальных скоростей ветра и масс гололедных осадков (именно карты этих величин входят в СНиПы), но и ряда других характеристик: частоты и длительности процессов, температуры воздуха в период их развития, скорости ветра при обледенении и др. Поэтому одним из первых необходимо решить

вопрос о выборе исходных рядов наблюдений для описания режимов сильных ветров и гололедных явлений.

Для характеристики максимальных скоростей ветра и масс гололедных осадков основными должны являться выборки их годовых максимумов как отвечающие сути рассматриваемой задачи и естественной годичной периодичности. Имеющаяся длительность наблюдений в 20—40 лет вполне достаточна для их аппроксимации и получения надежных вероятностных оценок. Однородность рядов ветра, на наш взгляд, будет выше, если их формировать из срочных наблюдений с последующей корректировкой на непрерывность [86], однотипность приборов и др. Привлечение для этой цели различного рода межсрочных данных, когда нет систематики в вопросах, что мерее (порыв или средняя), каким прибором, насколько регулярно на каждой станции и однотипно по всем ГМС, несомненно вызовет существенное ухудшение однородности рядов и их плохую сравнимость по различным станциям и регионам.

Для изучения таких вопросов, как направление ветра при бурях и гололедных процессах, длительность процессов, температура воздуха, скорость ветра при обледенении, необходимо иметь выборки по всем буревым и гололедным процессам. Для гололеда такие материалы имеются, а для ветра выделение периодов бурь даже при восьмисрочных наблюдениях по значительной части территории невозможно ввиду малой продолжительности бурь.

Определенным выходом из положения являются материалы наблюдений за бурным ветром как явлением, проводившиеся на основной сети станций до 1969 г. Если использовать период с 1950 до 1968 г., то это позволит рассмотреть вопросы частоты и длительности бурь, температуры воздуха и направления ветра в их периоды и др. [107]. Выборки бурных ветров, например, широко использовались в таком плане для исследований на Тянь-Шане [106, 107, 116], Памиро-Алае [156, 157], Сахалине [122] и в Туркмении [159].

При аппроксимации эмпирических распределений одних и тех же режимных характеристик находят применение различные теоретические законы распределений. Многообразие климатических режимов, имеющих вероятностный характер, не оставляет никаких сомнений в правильности такого подхода. Тем более, что если исключить нормальный закон, по существу, не имеется веских обоснований для предпочтительного аппроксимационного использования того или иного закона.

Примерно для 400 ГМС Средней Азии, Афганистана и Сахалина проведено сравнение значений скоростей ветра и гололедных отложений [104, 107, 116, 117, 157, 159], рассчитанных по следующим аппроксимирующим законам:

— Пуассона [152]

$$F(x) = \sum_{x=0}^n \frac{m_1^x e^{-m_1}}{x!}, \quad (5.1.1)$$

— Гумбеля II типа [46]

$$F(x) = \exp \left[ - \left( \frac{x}{\beta} \right)^{-\gamma} \right], \quad (5.1.2)$$

— Гумбеля III типа [46]

$$F(x) = 1 - \exp \left[ - \left( \frac{x}{\beta} \right)^{+\gamma} \right], \quad (5.1.3)$$

— Пирсона X типа [92]

$$F(x) = 1 - \exp \left( \frac{x}{\sigma} \right), \quad (5.1.4)$$

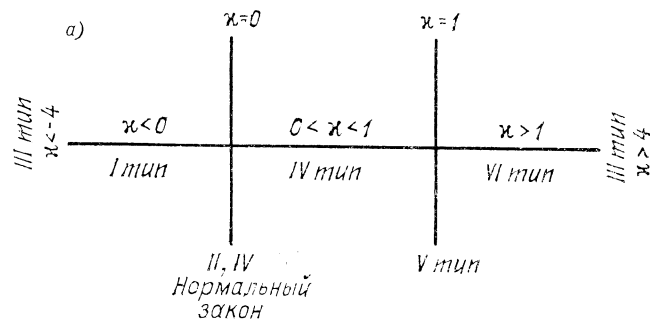
— системе кривых Пирсона [92]

$$\frac{1}{y} \frac{dy}{dx} = \frac{x-m}{b_0 + b_1 x + b_2 x^2}. \quad (5.1.5)$$

Так как полученные расчетные оценки являются случайными величинами, то существенность расхождений между ними была проверена с помощью непараметрических критериев, рассмотренных в п. 4.2. Оказалось, что если исключить случаи некачественного выравнивания, то расхождения носят чисто случайный характер.

Это убедительное подтверждение высказанных положений. Тем не менее еще бытует неверная со статистической точки зрения практика применения какого-либо одного закона, даже тогда, когда явно наблюдается плохое качество выравнивания. Например, точки на спрямляющих вероятностных бумагах не располагаются линейно, а аппроксимирующая прямая проводится по ограниченному числу крайних точек. Надо ясно понимать, что при этом начисто зачеркивается сущность статистических методов выравнивания выборок. Вопросы применения различных законов распределений и техника вероятностных расчетов параметров ветровых и гололедных нагрузок обстоятельно рассмотрены в работе Л. Б. Гарцмана [32].

Остановимся коротко на возможности практического использования универсальной системы кривых Пирсона для аппроксима-



ции эмпирических распределений [92]. Эти кривые являются решением дифференциального уравнения (5.1.5), параметры которого  $b_0$ ,  $b_1$  и  $b_2$  определяются через первые четыре момента и

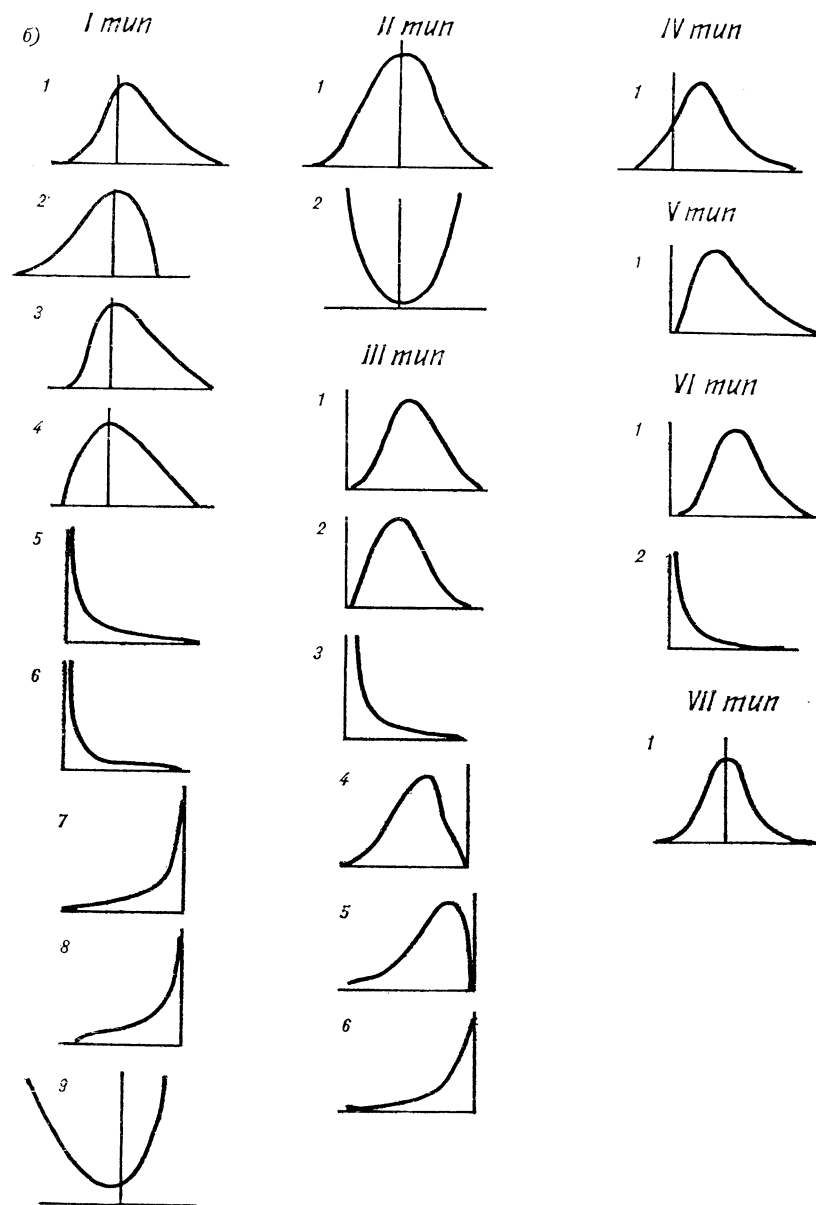


Рис. 5.1. Номограмма для определения типа кривых Пирсона по  $k$ -критерию (а) и форма запрограммированных подтипов кривых (б) согласно их обозначений по [92].

на которые не накладывается каких-либо ограничений. Из последнего следует, что любому эмпирическому распределению может быть сопоставлена одна из кривых Пирсона и, следовательно, система представляет собой универсальный набор гибких математических лекал (рис. 5.1).

Была разработана машинная реализация этой системы, снимающая все трудности вычислительного характера [117, 119, 163]. Именно они в свое время значительно тормозили широкое использование кривых. Однако главным препятствием является необходимость использования первых четырех моментов, т. е. достаточно больших выборок. Только частные случаи системы кривых описываются первыми 2—3 моментами (попутно отметим, что нормальная кривая, распределение Стюдента, Фишера и многие другие являются частными случаями кривых Пирсона).

Программой, составленной С. А. Федоровой [163], предусматривались различные варианты счета: автоматический — по типу и подтипу, вытекающим из выборочных параметров; принудительный — по заданному подтипу; по вычисленным первым двум моментам и заданным значениям асимметрии и эксцесса. Это позволило в широком диапазоне проверить работоспособность системы.

На рис. 5.2 и 5.3 приведены примеры выравнивания кривыми Пирсона эмпирических распределений различных характеристик гололедных процессов и бурных ветров. Наглядно видна гибкость работы системы, что, конечно, объясняется использованием четырех параметров.

И. П. Сухановым на основании этой программы разработано номографическое решение системы [155]. Составленный атлас номограмм позволяет по вычисленным первым четырем моментам технически просто и общедоступно использовать систему с достаточной для практики точностью расчетов.

Здесь нет никакой возможности вдаваться в техническую сторону вопроса. Отметим только, что еще на начальном этапе был проведен анализ около 500 аппроксимаций самых различных характеристик гололедных процессов [117] и бурных ветров. В результате получены следующие выводы: в целом сделан правильный выбор граничных условий типов и подтипов кривых, исходя из областей их функционального существования; достигнута хорошая сходимость объемов (до 0,1—0,001 %), что говорит о высокой точности вычисления несобственных интегралов; реализуемые при автоматическом счете типы кривых хорошо соответствуют дифференциальной форме эмпирических распределений; как правило, имеет место достаточно хорошее согласование теоретических и эмпирических распределений, подтверждаемое критериями хи-квадрат Пирсона; в своих концевых частях кривые также проходят интерполяционным образом и здесь нет систематического завышения или занижения результатов.

Автор и сотрудники, работающие с ним, широко используют систему Пирсона во всех случаях, когда объем исходных данных

позволяет это делать (объем выборки должен быть 100 и более).

В работе [119] сделана попытка эмпирического конструирования генеральных совокупностей путем объединения выборок по группам ГМС, входящим в один климатически однородный тип

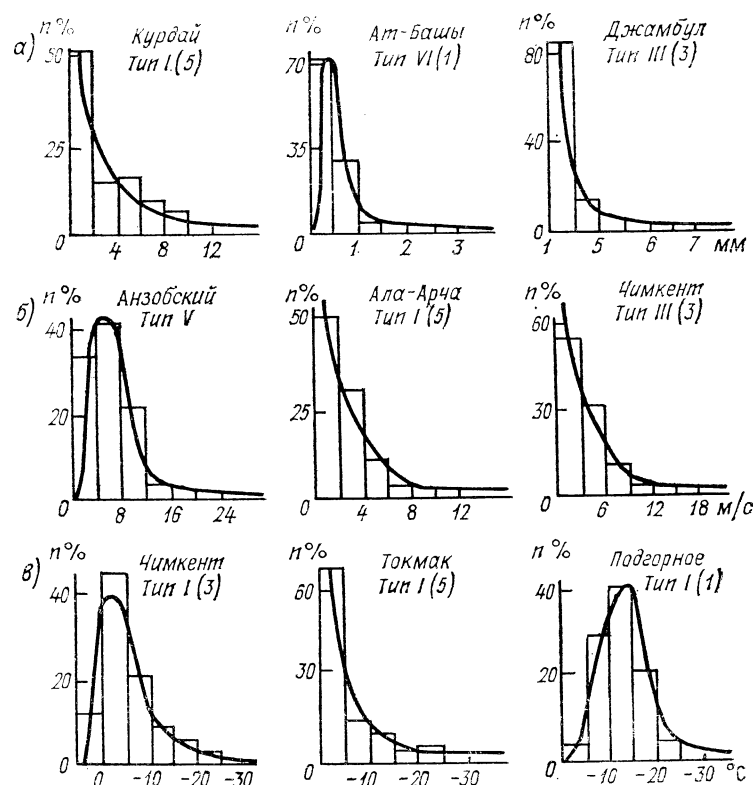


Рис. 5.2. Примеры аппроксимации кривыми Пирсона эмпирических распределений характеристик гололедных явлений.

*a* — эквивалентные стенки гололеда; *b* — скорости ветра при гололедных явлениях; *в* — температура воздуха при гололедных явлениях. Обозначения гистограмм и теоретических кривых см. рис. 5.1.

(см. п. 5.3). В гидрологии эти методы носят название построения районных кривых распределений. Однако в климатологии, насколько нам известно, они не применялись.

Условием объединения выборок годовых максимумов скоростей ветра и масс гололедных осадков по группам ГМС является проверка нулевой гипотезы (см. п. 4.2) статистической однородности их данных. Тогда при объединении  $m$  выборок (для простоты положим, что они имеют одинаковый объем, что не влияет на общий вывод) ошибки определения первых четырех моментов генеральной совокупности по сравнению с определяемыми по отдельным выборкам уменьшатся в  $\sqrt{m}$  раз. Обычно при региональных исследованиях число объединяемых ГМС колеблется от

5 до 20 (в среднем 10). В этом случае точность определения моментов повысится примерно в 2—5 раз. Это равносильно увеличению длительности индивидуальных рядов в 5—20 раз.

Все это позволяет существенно повысить надежность вероятностных оценок по генеральной выборке и использовать для ее

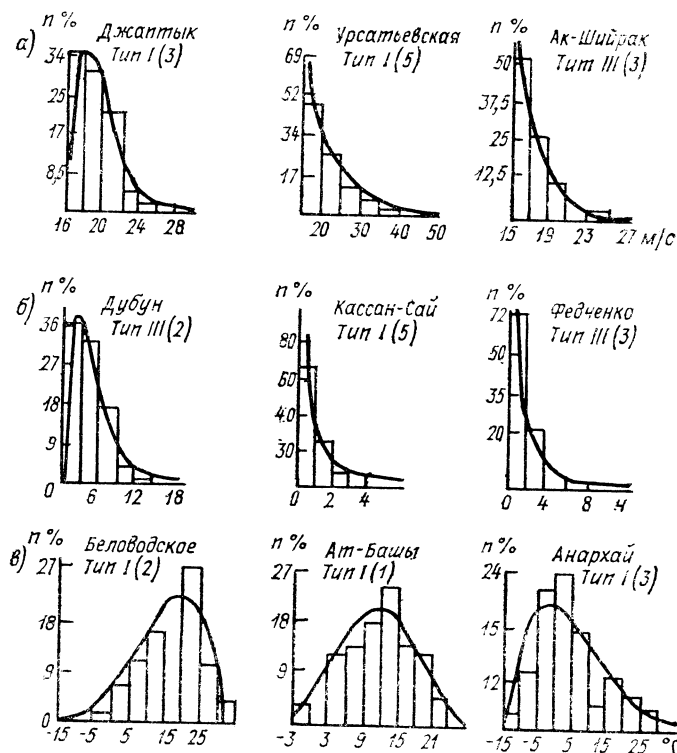


Рис. 5.3. Примеры аппроксимации кривыми Пирсона эмпирических распределений характеристик бурных ветров.

а — максимальные скорости ветра; б — длительность бурь; в — температура воздуха при бурях.  
Обозначения гистограмм и теоретических кривых см. рис. 5.1.

аппроксимации сложные кривые распределений, более гибко отражающие тонкие закономерности режимов (например, кривые Пирсона). В табл. 5.1 и 5.2 даны примеры расчетов районных кривых распределений максимальных скоростей ветра и гололедных стенок для различных типов орографических условий Тянь-Шаня, в которых располагалось от 5 до 18 ГМС. Приведены средние значения для генеральных выборок, их дисперсии  $\sigma^2$ , коэффициенты асимметрии  $S$  и эксцесса  $E$ , а также рассчитанные районные оценки гололедных стенок и скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет, и пределы их индивидуальных оценок.

Как видно, районные кривые скоростей ветра имеют не очень большие коэффициенты асимметрии и эксцесса. Вычисленные

Таблица 5.1

Статистики районных кривых распределения скоростей ветра, районные и индивидуальные оценки

Число ГМС	Тип кривой	Статистики				Районные $v_{10}$ , м/с	Предел индивидуальных $v_{10}$ , м/с
		$\bar{v}$ м/с	$\sigma_v^2$	$S_v$	$E_v$		
11	III (1)	17,7	2,8	1,0	1,7	26,8	24—26
5	III (1)	20,2	3,0	0,3	—0,5	26,7	24—26
6	I (3)	17,3	2,6	0,2	—0,8	22,5	до 28
18	I (1)	18,8	2,9	0,5	0,1	27,0	24—26

Таблица 5.2

Статистики районных кривых распределения гололедных стенок, районные и индивидуальные оценки  $b_{10}$

Число ГМС	Тип кривой	Статистики				Районная $b_{10}$ , мм	Пределы индивидуальных $b_{10}$ , мм
		$\bar{b}_{10}$	$\sigma_b^2$	$S_b$	$E_b$		
6	III (2)	3,0	1,2	1,8	4,5	8,0	7,5—12,4
9	III (2)	3,4	1,4	1,9	4,7	10,2	7,5—12,4
5	VI (1)	3,0	1,0	1,4	3,9	7,1	7,5—12,4
5	I (1)	5,6	1,0	1,3	7,4	12,4	12,5—17,4
8	I (5)	2,4	1,6	3,0	4,6	8,0	5—7,4

районные  $v_{10}$  превышают верхнюю границу индивидуальных оценок на 1—2 м/с. Это, видимо, можно объяснить тем, что в объединенной выборке большие скорости приобрели больший вес, т. е. повысилась надежность формирования правой концевой части распределения.

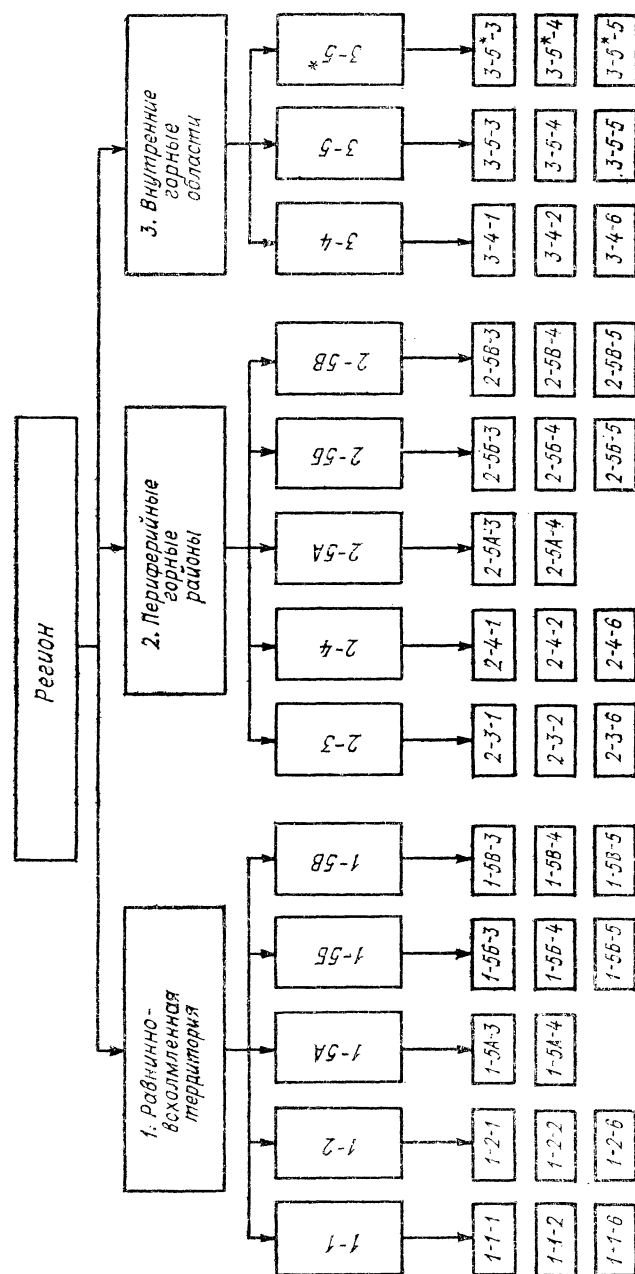
Полученные районные кривые распределений для гололедных осадков являются островершинными с резко выраженной правой асимметрией. Районные оценки  $b_{10}$  либо попадают внутрь диапазонов индивидуальных оценок, либо близки к их границам.

Конечно, какие-либо окончательные выводы делать здесь преждевременно. Для этого необходимы более обстоятельные исследования. Развитие и совершенствование их в этом направлении представляют один из возможных путей уточнения региональных описаний территории по максимальным скоростям и гололедным осадкам.

## 5.2. Принципиальная модель климатических типизаций для сложнопересяченного рельефа и горных районов

Как следует из главы 2, составление крупномасштабных карт ветровых и гололедных нагрузок, а также любых других исследований с той же разрешающей способностью для горных районов





невозможно без обоснованных климатических типизаций территории, представляющих основу таких климатических обобщений. Выявленная общность в орографическом строении различных горных областей и взаимосвязях ветровых и гололедных условий с горным рельефом позволяют построить единую принципиальную модель таких климатических типизаций для максимальных скоростей ветра и гололедных осадков, а также максимальных скоростей при обледенениях и их сочетаний. Несомненно, что ее применение может быть значительно шире, но именно для этих параметров нагрузок модель прошла широкую апробацию.

Хотя первоначальная модель была разработана для мощных горных систем [109], она без труда может быть использована для сложнопересеченного рельефа, т. е. для равнинно-всхолмленных территорий. Успешный опыт ее применения для плоских и бугристых равнин Средней Азии с их останцовыми горами и многочисленными возвышенностями, а также для Предуралья и Зауралья убедительно подтверждают это положение [50, 103, 126, 159].

На рис. 5.4 показана схема принципиальной модели климатических типизаций для сложнопересеченного рельефа и горных районов, построенная как обобщение всех результатов проведенных исследований.

Макрорельефные условия (масштаб от нескольких сотен до тысячи километров) любой территории представляются не более чем тремя типами:

1) равнинно-всхолмленные области; 2) периферийные горные области; 3) внутренние горные области, включающие районы

Рис. 5.4. Схема принципиальной модели климатических типизаций для сложнопересеченного рельефа и горных территорий.

#### 1. РАВНИННО-ВСХОЛМЛЕННАЯ ТЕРРИТОРИЯ

1-1. Низменности: 1-1-1. Незащищенные поверхности низменностей. 1-1-2. Защищенные поверхности низменностей. 1-1-6. Зоны местных орографических усиления процессов. 1-2. Плато: 1-2-1. Незащищенные поверхности плато. 1-2-2. Защищенные поверхности плато. 1-2-6. Зоны местных орографических усиления процессов. 1-5А. Склоны гор высотой от 50 до 100 м: 1-5А-3. Незащищенные водораздельные участки. 1-5А-4. Полузащищенные водораздельные участки. 1-5Б. Склоны гор высотой от 100 до 250 м: 1-5Б-3. Незащищенные водораздельные участки. 1-5Б-4. Полузащищенные водораздельные участки. 1-5Б-5. Защищенные участки (талвеги). 1-5В. Склоны гор высотой 300 м и более: 1-5В-3. Незащищенные водораздельные участки. 1-5В-4. Полузащищенные водораздельные участки. 1-5В-5. Защищенные участки (талвеги).

#### 2. ВНЕШНИЕ (ПЕРИФЕРИЙНЫЕ) ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

2-3. Предгорные равнины: 2-3-1. Незащищенные поверхности предгорных равнин. 2-3-2. Защищенные поверхности предгорных равнин. 2-3-6. Зоны орографических усиления процессов. 2-4. Днища межгорных впадин: 2-4-1. Незащищенные поверхности днищ. 2-4-2. Защищенные поверхности днищ. 2-4-6. Зоны орографических усиления процессов. 2-5А. Склоны гор высотой от 50 до 100 м: 2-5А-3. Незащищенные водораздельные участки. 2-5А-4. Полузащищенные водораздельные участки. 2-5Б. Склоны гор высотой от 100 до 250 м: 2-5Б-3. Незащищенные водораздельные участки. 2-5Б-4. Полузащищенные водораздельные участки. 2-5Б-5. Защищенные водораздельные участки (талвеги). 2-5В. Склоны гор высотой 300 м и более: 2-5В-3. Незащищенные водораздельные участки. 2-5В-4. Полузащищенные водораздельные участки. 2-5В-5. Защищенные водораздельные участки (талвеги).

#### 3. ВНУТРЕННИЕ ГОРНЫЕ ОБЛАСТИ

3-4. Днища межгорных впадин: 3-4-1. Незащищенные поверхности днищ. 3-4-2. Защищенные поверхности днищ. 3-4-6. Зоны орографических усиления процессов. 3-5. Склоны всех гор ниже уровня блокировки: 3-5-3. Незащищенные водораздельные участки. 3-5-4. Полузащищенные водораздельные участки. 3-5-5. Защищенные участки (талвеги). 3-5\*. Склоны всех гор выше уровня блокировки: 3-5\*-3. Незащищенные водораздельные участки. 3-5\*-4. Полузащищенные водораздельные участки. 3-5\*-5. Защищенные участки (талвеги).

ниже и выше уровня их блокировки внешними горными цепями. При этом конкретные территории или горные регионы могут состоять только из одного типа макрорельефа или включать два из них (например, 1 и 2 или 2 и 3), т. е. любой из блоков — 1, 2 и 3 (рис. 5.4) — может быть использован независимо от остальных.

Строение поверхности внутри типов макрорельефа описывается всего пятью типами мезорельефных условий (масштаб от десяти до сотен километров): 1) низменности — плоские, волнистые и бугристые равнины; 2) плато — платообразные поверхности всех видов; 3) предгорные равнины — полоса предгорных равнин периферийных горных районов от подножий хребтов до 30—50 км; 4) днища межгорных котловин или впадин, депрессий и др. (иногда их не совсем верно называют также долинами); 5) склоны возвышенностей и гор с относительными высотами: 5А — от 50 до 100 м, 5В — от 100 до 300 м, 5В — выше 300 м. Целесообразность такой дифференциации гор по относительным высотам показывается в п. 5.4.

Наконец, микрорельефные условия, или местная орографическая защищенность внутри мезорельефных типов, обусловленная ближайшими складками местности, строениями и насаждениями, представлена следующими типами: 1) незащищенные поверхности низменностей, плато, предгорных равнин и днищ межгорных впадин (ровные или выпуклые до 50 м поверхности, незащищенные в окружении до 300 м складками местности высотой более 10—20 м, строениями и насаждениями); 2) защищенные поверхности низменностей, плато, предгорных равнин и днищ межгорных впадин (если условия защищенности превышают указанные пределы); 3) незащищенные участки склонов (т. е. водоразделы всех порядков) — окружающий рельеф не превышает 50 м; 4) полузащищенные участки склонов — окружающий рельеф составляет 50—150 м; 5) защищенные участки склонов — окружающий рельеф составляет 150 м и более; 6) зоны орографических усиленных буревых и гололедных процессов, которые выделяются при конкретном климатическом анализе согласно признакам, рассмотренным в п. 2.4 и 2.7.

В соответствии с изложенным каждый из 37 климатических типов (рис. 5.4) закодирован тремя цифрами, означающими соответственно типы макро-, мезо- и микрорельефных условий. Буквы А, В и С, стоящие после второй цифры, служат для обозначения класса относительной высоты возвышенностей и гор. Три климатических типа (см. блок 3) помечены звездочкой (3-5\*-3; 3-5\*-4 и 3-5\*-5). Это означает, что они включают только верхние участки склонов хребтов, превышающие уровень их блокирования внешними цепями. Нижние участки склонов и склоны более низких хребтов кодируются аналогично, но без звездочки.

Таким образом, любое климатическое исследование режима сильных ветров и гололедных отложений рекомендуется начинать с тщательного изучения топографических условий территории по крупномасштабным картам и составления первоначального ва-

рианта ее климатической типизации по схеме принципиальной модели. При этом границу между типами 1, 2 и 3 макрорельефных условий следует проводить примерно на удалении от 30 до 50 км от подножия гор (между равнинно-всхолмленной территорией и внешними горными областями) и по внутренним склонам внешних хребтов ниже их гребневой линии примерно на 200—300 м (между внешними и внутренними горными районами).

Дальнейший предметный климатический анализ с прямыми и обратными переходами (типизация  $\rightleftharpoons$  климатические данные) позволит выработать окончательный вариант рабочей климатической типизации, представляющий табличную форму районирования территории по изучаемому параметру. Поэтому ее также можно назвать параметрической типизацией, которая реализует с возможным климатическим разрешением картину территориального распределения параметра с учетом имеющегося объема исходных данных.

Классы относительных высот (А — от 50 до 100 м, В — от 100 до 300 м и С — более 300 м) являются предельно минимальными, соответствующими найденным для них (см. п. 5.4) фоновым высотным зависимостям с достаточно большими градиентами параметров. Для конкретных территорий их следует принять по фактическим режимным данным. И только при отсутствии прямых наблюдений надо руководствоваться этими классами высот и соответствующими высотными зависимостями нагрузок.

### 5.3. Определение климатически однородных типов и фоновых параметров нагрузок

После того как на основании принципиальной модели составлен первоначальный вариант параметрической типизации территории, он уточняется и обосновывается на основании анализа имеющихся исходных данных путем решения задач [114]: 1) уточнения состава климатически однородных типов проверкой для них основной нулевой гипотезы  $H_0$  о соответствии наблюдаемых в типах метеорологических рядов (рядов ГМС, входящих в тип) одной генеральной совокупности, т. е. равенства их выборочных распределений по (4.2.1); 2) определения для установленных климатических типов районной (картируемой) вероятностной оценки параметра; 3) определения высотных (или иных) зависимостей параметров для климатически неоднородных типов.

Рассмотрим методологию решения первых двух задач, выделив третью в самостоятельный этап анализа (п. 5.4).

Уже критический просмотр годовых максимумов параметров по ГМС, отнесенных к одному типу, позволяет качественно судить об их статистической однородности. Еще нагляднее картина проступает из аналогичного просмотра рассчитанных по станциям вероятностных оценок картируемых параметров (например, вероятных один раз в 10 или 25 лет). Если все оценки входят

Таблица 5.3

Частоты  $a_{ij}$  годовых максимумов эквивалентных стенок гололеда по четырем станциям Ферганской котловины и расчеты средних рангов  $\bar{r}_j$  градаций стенок совокупной выборки

Станция (i)	Градация стенки (j), мм (j=0,1, ..., 10,2)							
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	1,0	1,2
Федченко	1	1			2	1	1	
Фергана	2	1	2	1		2	1	
Карасу	2						2	
Ош	2			3				1
$Y_j = \sum_{i=1}^m a_{ij}$	7	2	2	4	2	3	4	1
$\sum_j Y_j$	7	9	11	15	17	20	24	25
$\bar{r}_j$	4	8,5	10,5	13,5	16,5	19,0	22,5	25,0
Градация стенки	1,4	1,5	1,7	2,0	2,2	2,5	2,8	3,0
Федченко			1					
Фергана			1	1			1	
Карасу	2			3			1	1
Ош	1	1			1	1	1	
$Y_j = \sum_{i=1}^m a_{ij}$	3	1	2	4	1	1	3	1
$\sum_j Y_i$	28	29	31	35	36	37	40	41
$\bar{r}_j$	27,0	29,0	30,5	33,5	36,0	37,0	39,0	41,0
Градация стенки	3,1	4,0	4,5	5,4	6,2	6,9	10,2	
Федченко				1				
Фергана		1	1		1	1		
Карасу	1		1	1			1	
Ош	1							
$Y_j = \sum_{i=1}^m a_{ij}$	2	1	2	2	1	1	1	
$\sum_j Y_i$	43	44	46	48	49	50	51	
$\bar{r}_j$	42,5	44,0	45,5	47,5	49,0	50,0	51,0	

в градации заданного СНиП нормативного или расчетного района, то обычно этого достаточно для практического заключения об однородности типа. Однако заметим, что статистическая однородность при этом может и не достигаться.

Чаше возникает более сложная задача: индивидуальные оценки по ГМС и их ряды наблюдений имеют заметный разброс, а по отдельным станциям существенно уклоняются от средней картины. Поэтому здесь уже необходим какой-то количественный критерий, помогающий решить вопрос: разделить эту группу ГМС на две или более, которые будут климатически однородны, или все же для такого разделения нет оснований.

Решить этот вопрос можно проверкой нулевой гипотезы  $H_0$  об однородности выборок на основании применения непараметрических критериев точно так же, как это рассмотрено в п. 4.2. Специфика заключается только в том, что, как правило, приходится применять критерий Крускала—Уоллиса (4.2.2), так как число станций, входящих в тип, обычно более двух. Кроме того, для проверки используются ряды наблюдаемых годовых максимумов параметров (как наиболее доброкачественный исходный материал) и поэтому возможны повторы измеренных значений.

При наличии повторов вычисленное по (4.2.2) значение статистики следует разделить на величину  $C$ , учитывающую совпадение данных по разным станциям,

$$C = 1 - \frac{1}{n^3 - n} \sum_{i=1}^x (t^3 - t), \quad (5.3.1)$$

где  $x$  — число групп совпадений данных, относящихся к разным ГМС;  $t$  — число совпадений в каждой группе;  $n$  — объем совокупной выборки.

При рядах наблюдений в два-три десятка лет и более и числе станций свыше пяти ручная ранжировка данных и вычисления утомительны и их следует выполнять на ЭВМ. Если все же такой возможности нет, то предлагаем следующую схему, значительно упрощающую ручную процедуру расчетов.

В табл. 5.3. приведены частоты годовых максимумов эквивалентных стенок гололеда для четырех ГМС центральной и восточной частей Ферганской котловины, предположительно отнесенных к одному климатически однородному типу, хотя наблюдаемые значения толщины стенок гололеда колеблется от 0,1 до 10,2 мм. В трех последующих строчках даны результаты промежуточных расчетов, суть которых состоит в следующем.

Обозначим через  $i$  выборку  $i$ -той станции, число которых равно  $m$ , а через  $j$  — градацию стенки, причем  $j = 0, \dots, k$ . Пусть  $a_{ij}$  — зарегистрированные станциями частоты градаций стенок.

Тогда  $Y_j = \sum_{i=1}^m a_{ij}$  — совокупные частоты каждой градации стенки по всем станциям, а  $\sum_{j=0}^k Y_j$  — накопленные совокупные частоты.

Очевидно, что средний ранг членов совокупной выборки  $\bar{r}_i$ , относящейся к градации  $j$ , будет равен

$$\bar{r}_j = \frac{1}{2} \left( 1 + \sum_{i=0}^{k-1} Y_i + \sum_{i=0}^k Y_i \right). \quad (5.3.2)$$

Эти вспомогательные расчеты для наглядности также приведены в табл. 5.3.

Значение средних рангов совокупной выборки при такой схеме расчетов находится очень просто и исключает необходимость ее громоздкого прямого ранжирования. Величина  $\bar{r}_i$  необходима для расчетов суммы рангов  $i$ -той выборки, выполняемых по формуле

$$R_i = \sum_{j=0}^k r_{ij} a_{ij}. \quad (5.3.3)$$

Рассчитанное по (4.2.2) с учетом (5.3.3) значение критерия  $X$  равно 4,30. Величина  $C = 0,995$ , а исправленное значение  $X = 4,32$ . На уровне значимости  $P = 0,05$  при числе степеней свободы  $(m-1) = 3$  по таблицам распределения хи-квадрат находим критическое значение критерия  $X_{0,05} = 7,8$ . Так как  $X < X_{кр}$ , следовательно,  $H_0$  не отвергается, т. е. на заданном уровне значимости можно принять, что наблюдаемые ряды стенок по четырем ГМС имеют чисто случайные различия и скорее всего их следует отнести к однородному климатическому типу с одним и тем же уровнем нормативных значений стенок или масс отложений.

Если бы гипотеза  $H_0$  была отвергнута, то следовало, учитывая специфику расположения ГМС и величины наблюдаемых значений, разделить тип на два и вновь проверить  $H_0$  для каждого из них. При этом надо, конечно, руководствоваться качеством рядов станций (застроенностью, микрорельефными условиями и др.) и браковать непоказательные ряды, помня, что любые критерии суть только математические абстракции. Надежные выводы по ним получаются тогда, когда сравниваются показательные во всех отношениях выборки.

Таким образом, сочетая предметный климатический анализ и критериальную проверку  $H_0$  в качестве количественного статистического обоснования путем прямых и обратных переходов, можно выработать окончательный рабочий вариант параметрической типизации, относящейся к той ее части, которая соответствует климатически однородным типам, т. е. удовлетворяющим одновременно трем требованиям: однородности макро-, мезо- и микрорельефных условий, статистической однородности наблюдаемых рядов и, как следствие, одному уровню климатических параметров нагрузок.

Определение районной расчетной оценки параметра климатических нагрузок может находиться по индивидуальным значениям оценок для станций, входящих в этот тип. Как правило, если типизация разработана тщательно, здесь не возникает труд-

ностей: абсолютное большинство станций дадут индивидуальные оценки, попадающие внутрь заданных градаций нормативных или расчетных районов. Климатологу остается только назначить районную оценку, соответствующую номеру нормативного района. Здесь нет оговорок. Районная оценка именно назначается как следствие всего проведенного анализа. Она может точно соответствовать индивидуальной по каждой станции или быть выше или ниже ее.

Например, градации 1-го и 2-го расчетных ветровых районов, соответствующие максимальным скоростям с 25-летней повторяемостью по [100], равны: 1-й район —  $v_{25}$  до 25 м/с, 2-й район —  $v_{25}$  от 27 до 29 м/с. Для типов 1-1-1 и 1-1-2 (рис. 5.4) на территории Средней Азии, включающим 15 и 40 ГМС, получены следующие диапазоны оценок  $v_{25}$ : тип 1-1-1 — от 24 до 29 м/с, тип 1-1-2 — от 19 до 25 м/с. Назначение расчетных районных оценок 29 м/с для незащищенных поверхностей низменностей (1-1-1) и 26 м/с для защищенных поверхностей (1-1-2) не вызывает здесь никаких трудностей.

Районная оценка может быть также получена путем эмпирического конструирования генеральной совокупности, как это рассмотрено в п. 5.1. К сожалению, в этом вопросе пока не имеется большого практического опыта. Однако во всех случаях целесообразно сочетать оба подхода, что приводит к более объективному решению вопроса.

Может оказаться, что для некоторых типов, выделенных по принципиальной модели типизации, исходные климатические данные полностью отсутствуют. Разумеется, все равно такой тип должен быть выделен. Вопрос о районной оценке для него следует решать, исходя из результатов гололедно-ветровой съемки или аналогий по другим территориям.

#### 5.4. Построение высотных зависимостей климатических параметров нагрузок

В главе 2 на фактическом материале было показано, что не имеет смысла говорить о высотных зависимостях для большинства режимных характеристик бурь и гололедных отложений вне связи с макро-мезо-микрорельефными условиями. Зависимости для них преимущественно от высоты места (как, например, для давления и плотности, максимальных и средних температур воздуха), к сожалению, просто не существуют. В то же время, так как метеорологические процессы интерпретируются как случайные функции координат и времени, на практике можно вообще говорить только об усредненных по времени или площади вероятностных высотных зависимостях.

Из этого следует, что искать вероятные высотные зависимости для максимальных скоростей и гололедных отложений можно только в рамках типов параметрических типизаций терри-

тории, обладающих единством макро-, мезо- и микрорельефных условий. Следовательно, горная страна описывается в целом семейством зависимостей, отвечающих орографически однородным, но климатически неоднородным типам модели (рис. 5.4).

Если говорить о высотных зависимостях в абсолютных или относительных высотах, то наиболее полно они реализуются для заданного профиля. В лучшем случае можно определить их для участка хребта с мало меняющимися высотами подножия и гребневой линии. Если удастся найти группу хребтов, обладающих этими свойствами, то можно построить генерализованные зависимости по классам однотипных хребтов с примерно равными высотами подножий и гребней. На этом исчерпываются возможности построения зависимостей в абсолютных и относительных высотах. Это наглядно показано на рис. 5.5, где через  $q$  обозначен параметр, для которого ищутся зависимости в абсолютных и относительных  $q(\Delta z)$  высотах.

Есть еще один путь с более широкими практическими возможностями для обобщения: это использование приведенных высот (термин наш). Впервые этот метод был предложен И. П. Сухановым [120], а затем нашел широкое использование в разработках региональных карт для горных районов Азиатской части СССР [48, 93, 109, 114, 122, 124, 126, 133, 157, 159].

Безразмерные приведенные высоты  $z_{пр}$  задаются отношением относительных высот точки склона ( $z - z_{под}$ ) и относительных высот гребня ( $z_{гр} - z_{под}$ ), служащих единицей вертикального масштаба

$$z_{пр} = \frac{\Delta z}{\Delta z_{гр}} = \frac{z - z_{под}}{z_{гр} - z_{под}}, \quad (5.4.1)$$

где  $z$ ,  $z_{под}$  и  $z_{гр}$  — абсолютные высоты точки склона, подножия и гребня хребта.

Для хребтов любой высоты для подножий  $z_{пр} = 0$ , для гребня  $z_{пр} = 1$ , а для промежуточных точек склона  $0 \leq z_{пр} \leq 1$  (рис. 5.6 а). Для участков гребней, превышающих среднюю высоту гребневой линии,  $z_{пр}$  может быть более 1,0. Это открывает возможность обобщения данных, относящихся к разновысотным хребтам, когда не имеет значение различие высот не только их гребней, но и подножий.

Однако при этом необходимо, чтобы выполнялись два обязательных условия: 1) примерное равенство параметров нагрузок в зоне подножий хребтов; 2) такое же их равенство в зоне гребней хребтов.

Первое условие почти всегда выполняется, если речь идет об ограниченном (хотя и достаточно большом) регионе, и если исключить локальные области с орографическим усилением буревых и гололедных процессов. Как было показано в главе 2, второе условие, как это не кажется странным на первый взгляд, также может быть принято во многих случаях. По крайней мере, всегда можно подобрать такие группы или классы разновысотных

хребтов, для которых оно выполняется, хотя бы исходя из имеющегося объема данных. Но именно это и требуется при любых

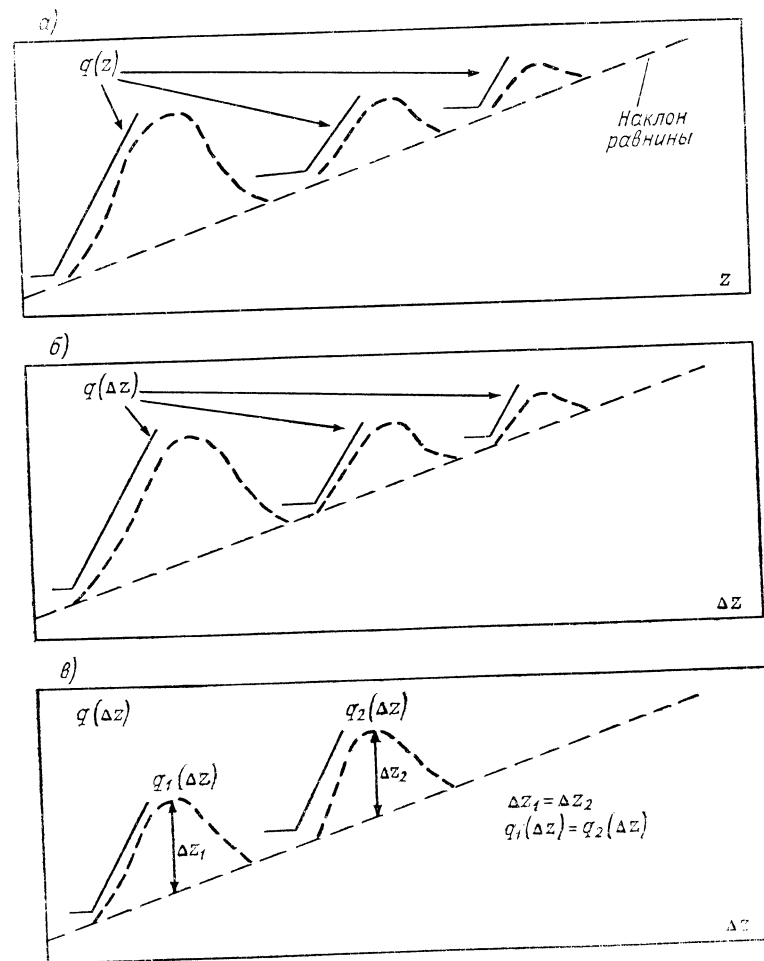


Рис. 5.5. Схематическое изображение возможных построений индивидуальных и обобщенных зависимостей параметров нагрузок  $q$  в абсолютных и относительных высотах в случаях разновысотных хребтов и наклона предгорных равнин или низменностей.  
а — индивидуальные зависимости  $q(z)$ , б — индивидуальные зависимости  $q(\Delta z)$ , в — возможно построенное обобщенное  $q(\Delta z)$ .

практических решениях. Наглядно возможность построения генерализованных зависимостей от  $z_{пр}$  показана на рис. 5.6 б.

Построив обобщенные высотные зависимости для классов разновысотных хребтов, относящихся к одному климатическому типу (или даже группе типов), нетрудно решением (5.4.1) отно-

сительно  $z$  перевести их в семейства зависимостей в абсолютных высотах для каждого хребта, входящего в такой класс. Разумеется, они будут отличаться только вертикальными градиентами.

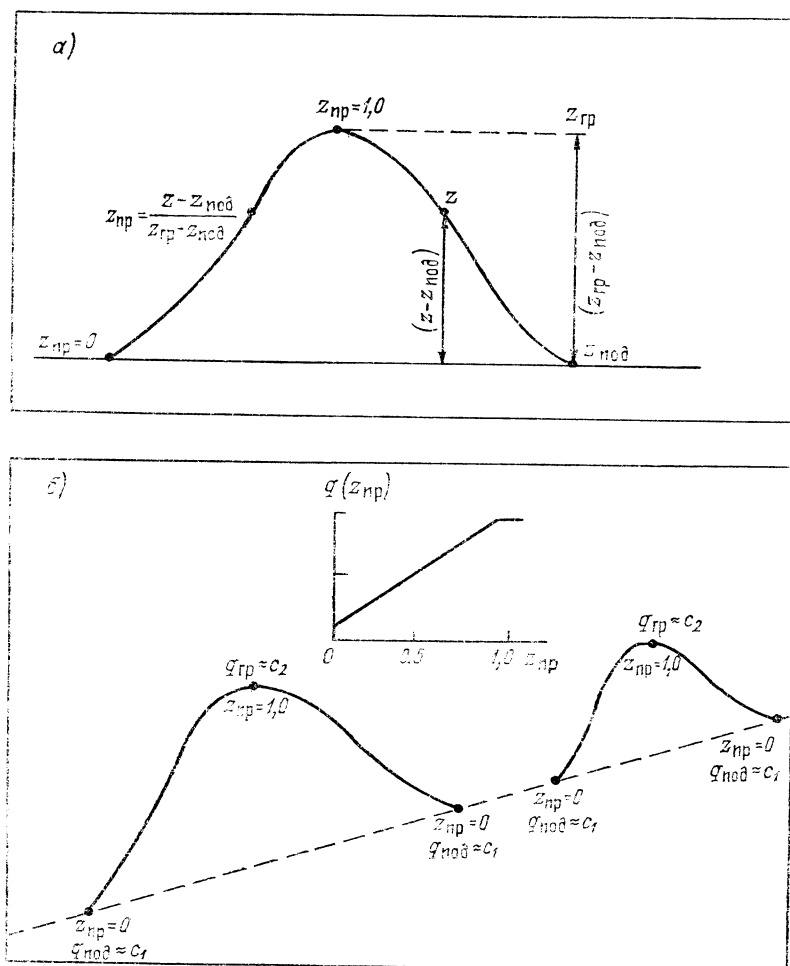


Рис. 5.6. График приведенных высот  $z_{пр}$ , поясняющий условия, необходимые для построения обобщенных зависимостей климатических параметров нагрузок  $q(z_{пр})$  в случаях разновысотных хребтов и наклона предгорных равнин или низменностей.

тогда как в зоне их подножий и гребней параметры нагрузок принимаются одинаковыми. Некоторые технические неудобства, связанные с необходимостью определения осредненных значений  $z_{под}$  и  $z_{гр}$ , примерно на участках 30—50 км по картам крупного масштаба, полностью окупаются преимуществом метода, дающим в большинстве случаев единственную возможность построения ге-

нерализованных зависимостей при существующей крайней недостаточности исходных данных.

Вернемся теперь к выделению климатических типов, для которых следует искать высотные зависимости. В принципе малоградиентные зависимости могут наблюдаться в наклонных подгорных (предгорных) равнинах и днищах межгорных впадин. Но наиболее четко они выражены на орографически незащищенных участках склонов хребтов. Высотные зависимости, следуя рис. 5.4, надо искать для типов: 1) равнинно-всхолмленная территория — 1-5А-3, 1-5А-4, 1-5В-3, 1-5В-4, 1-5В-3, 1-5В-4; 2) периферийные горные районы — 2-3-1, 2-4-1, 2-5А-3, 2-5А-4, 2-5В-3, 2-5В-4, 2-5В-3, 2-5В-4; 3) внутренние горные области — 3-4-1, 2-5-3, 2-5-4, 3-5\*-3, 3-5\*-4. Однако первоначально надо убедиться (если исходные данные позволяют) в реальности существования высотных зависимостей опровержением для типа гипотезы однородности  $H_0$  имеющихся исходных выборок методами, рассмотренными в п. 4.2 и 5.2. Только когда  $H_0$  отвергается, можно говорить о неслучайном характере наблюдаемых зависимостей. Этот этап анализа выполняется при разработке параметрической типизации территории.

Нахождение самой высотной зависимости следует делать обычными путями: методом наименьших квадратов при достаточном объеме репрезентативных исходных данных и графически при их ограниченности или разной показательности, когда выбор решения не может быть полностью заформализован.

При ограниченности исходных данных возможно объединение сходных типов, относящихся к разным микрорельефным условиям, но так, чтобы это принципиально не нарушало их орографической однородности по мезо- и макрорельефным условиям. Например, можно объединить типы 1-5А-3 и 2-5А-3; 1-5В-3 и 2-5В-3 и даже 1-5В-3, 2-5В-3 и 3-5\*-3. Можно также для анализа нанести на графике все точки, относящиеся как к незащищенным, так и полузащищенным участкам (например, 1-5В-3, 1-5В-4, 2-5В-3 и 2-5В-4), но при проведении линии зависимости четко помнить об этом. В этом случае нельзя использовать метод наименьших квадратов и целесообразно провести зависимость как верхнюю огибающую опытного поля точек.

В качестве иллюстрации эффективности метода приведенных высот на рис. 5.7 показана обобщенная высотная зависимость для гор Азиатской части СССР, построенная по результатам ветровых съемок для максимальных скоростей, вероятных один раз в 10 лет и приведенных к показаниям анемометра М-63. На графике также нанесены данные имеющихся девяти ГМС Средней Азии и Урала (показаны светлыми точками).

Как видно, к опытному полю точек нецелесообразно применять метод наименьших квадратов для отыскания высотной зависимости вследствие разброса точек, вызванного разными причинами: случайным характером оценок  $v_{10}$  из-за малой длительности наблюдений, неполной орографической однородностью располо-

жения пунктов, которая оценивалась только качественно (на местности или по карте), различием высот и климатических условий хребтов, входящих в горные системы Урала, Средней Азии и Сахалина.

Несмотря на все это верхняя огибающая опытного поля точек может быть проведена достаточно надежно. Некоторая кажущаяся

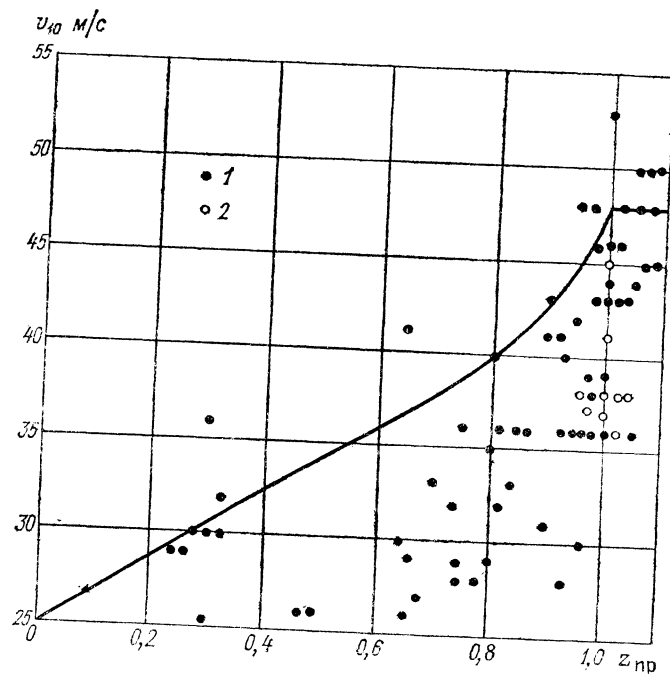


Рис. 5.7. Обобщенная фоновая зависимость максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для гор Азиатской части СССР с относительными высотами гребней 300 м и более.

1 — данные ветровых съемок, 2 — данные ГМС.

яся неопределенность ее положения возникает только в зоне гребней хребтов ( $z_{пр} = 1$ ). Этой зоне соответствует наибольшее число измерений. Пункты съемки располагались как на относительно ровных участках гребней, так и на седловинных перевалах и вершинах. При наиболее высоких скоростях непосредственно в зоне гребня влияние различий орографии пунктов в сочетании с другими случайными факторами и приводит к такому вполне естественному характеру разброса данных. Поэтому кривая  $v(z_{пр})$  в зоне  $z_{пр} = 1,0 \dots 1,1$  проведена как насыщающая зависимость с  $v(z_{пр}) = 48$  м/с, проходящая усредненно ближе к верхней границе опытного поля точек.

В целом от подножия, где обычно  $v_{10} \leq 26$  м/с, скорости возрастают линейно до  $z_{пр} \approx 0,8$ . Выше, непосредственно в гребне-

вой зоне ( $0,8 < z_{пр} < 1,0$ ), происходит более резкое увеличение скорости при выходе на водораздел, что нашло отражение в криволинейном участке зависимости. Явление резкого увеличения скорости при выходах на вершины и гребни хребтов и возвышенностей общеизвестно, и автор постоянно наблюдал его при анемосъемках.

Таким образом, в качестве фоновой зависимости  $v_{10}$  для гор и возвышенностей Азиатской части СССР, имеющих относительные высоты не менее 300 м, может быть принято следующее распределение скорости (исключая блокированные внутренние области):

$z_{пр}$ . . . . .	0	0,2	0,4	0,6	0,8	0,9	1,0—1,1
$v_{10}$ м/с . . . . .	$\leq 26$	29	33	36	40	43	48

При этом было условно допущено, что в зоне подножий  $v_{10} = 25$  м/с, или, по градациям ПУЭ [134],  $v_{10} \leq 26$  м/с. Этот участок кривой почти во всех регионах хорошо контролируется данными ГМС (скорости здесь совпадают со скоростями в предгорных равнинах) и без труда может быть откорректирован в каждом конкретном случае.

Хотя зависимость (рис. 5.7) построена по данным, полученным для Азиатской части, на нее хорошо ложатся результаты, относящиеся к Кавказу [1, 99] и Карпатам [82], т. е. она в целом может быть использована для гор СССР. Разумеется, речь идет только о фоновом распределении  $v_{10}$  с высотой, которое, по-видимому, впервые удалось выявить для максимальных скоростей ветра с такой четкостью, учитывая масштабы обобщения материала. Зная  $z_{гр}$  и  $z_{под}$  любого хребта, рассмотренную зависимость можно легко преобразовать по (5.4.1) для абсолютных высот.

Для масс гололедных отложений при построении фоновых высотных зависимостей приходится учитывать дополнительно физико-географические условия региона и строить их отдельно для таких крупных областей, как Урал, Средняя Азия, Приморский край, Сахалин и др. Конкретные результаты по региональным высотным зависимостям, как для ветра, так и для гололеда, приводятся в главах 6 и 7.

### 5.5. Рекомендации практического характера для разработки региональных карт

Остановимся на некоторых важных практических вопросах, которые возникают при построении карт и которых мы почти не касались выше.

При районировании для СНиП градации нормативных или расчетных районов климатических параметров нагрузок заданы. Если имеется возможность более дифференцированного районирования внутри некоторых районов, его следует также привести в качестве дополнения. Если районирование жестко не привязано



к СНиП, то детализация карт должна быть обоснована объемом исходных данных и изменчивостью параметра. При этом надо руководствоваться возможными объективными критериями числа выделяемых районов [90].

Во всех случаях границы районов по-возможности должны быть привязаны к естественным складкам местности. Таковыми являются, например, подножия возвышенностей, гор и хребтов. Тогда границы легко идентифицируются на местности. Разумеется, все это относится и к высотным зонам.

Масштаб наиболее часто используемых карт (1:500 000) недостаточен для выделения в горных районах трех типов склонов местной орографической защищенности: орографически незащищенных, полужащищенных и защищенных (например, типы 2-5В-3, 2-5В-4 и 2-5В-5). В то же время применение карт более крупного масштаба приводит к потере обзорности (если речь идет не о фрагменте карты) или просто недоступно.

Выходом из положения может быть условное отнесение склона к одному типу защищенности. Конечно, целесообразней показать на карте весь склон как орографически незащищенный (например, тип 2-5В-3), для которого значения климатических параметров нагрузок находятся по высотным зависимостям. При этом надо дать четкие правила выделения внутри условного типа защищенности границ других типов с более высокой степенью защищенности (для нашего примера типы 2-5В-4 и 2-5В-5).

Точно также вряд ли целесообразно наносить на картах высотные границы районов для гор с относительными высотами 300 м и более, особенно с крутыми склонами. Точность положения климатических границ здесь все равно не будет обеспечена, и на практике придется каждый раз решать вопрос о смене границ, исходя из фактического продольного профиля трассы ВЛ или конкретного положения проектируемого объекта. Лучше, показав склон условной штриховкой, привести необходимые графики, таблицы и рекомендации по практическому выделению на нем высотных границ для орографически незащищенных и полужащищенных участков склонов, а также для участков, относящихся к орографически защищенным.

Большинство ГМС, располагающихся в предгорных равнинах, днищах межгорных впадин, а также на равнинной территории в той или иной степени защищены строениями, насаждениями и складками микрорельефа, так как находятся в поселках, городах и естественных понижениях. Только отдельные станции вынесены за пределы населенных пунктов, на открытые ровные или возвышенные поверхности. Это и предопределило выделение для них двух типов местной защищенности в модели типизации (см. рис. 5.4), закодированных соответственно цифрами 1 и 2.

Последнее надо ясно представлять при определении районных оценок параметров нагрузок. Большинство станций дадут индивидуальные значения оценок, соответствующих типу защищенности 2. Поэтому надо, во-первых, тщательно проанализировать

их расположение и сразу же выделить станции, предположительно относящиеся к типу защищенности 1. Тогда менее вероятно ошибка отнесения немногочисленных или даже единичных ГМС типа 1 к типу 2 и, следовательно, нормативный район, соответствующий незащищенным условиям местности, будет обнаружен и выделен на карте.

Во-вторых, используемый критерий вертикального масштаба защищенности здесь существенно меньше, чем для складок гор (10—20 и 100—150 м). Это создает, как и в горах, мозаичное чередование незащищенных и защищенных участков, концентрация которых определяется как степенью обжитости, так и строением территории. Все же чаще защищенные участки будут вкраплены в незащищенные.

Как показывает наш опыт, различия в максимальных скоростях ветра и гололедных осадках для этих типов участков лежит в пределах градаций двух смежных нормативных районов. Поэтому на карте территории предгорных равнин, днищ межгорных впадин, а также равнин целесообразно картировать как условно относящиеся к орографически незащищенным территориям с более высоким уровнем нагрузок. Разумеется, при этом, как и в других подобных случаях, надо дать рекомендации по снижению нагрузок для невыделенных участков с местной орографической защищенностью, лежащих внутри картированного типа, а также выделить, по-возможности, все достаточно крупные зоны, относящиеся к этому типу.

При изучении конкретных регионов типичной является ситуация, когда незащищенные участки склонов и гребней хребтов практически не освещены данными ГМС. Встает вопрос: как картировать эти участки? Есть два выхода: или использовать только фоновые зависимости и аналоговые данные по другим горным районам, или провести для уточнения решения гололедно-ветровую съемку. Конечно, наиболее предпочтительно использовать оба варианта одновременно. Но и полученные к настоящему времени фоновые данные по высотным зависимостям нагрузок (см. п. 5.4, главы 6—8) позволяют достаточно обоснованно решать в первом приближении все аналогичные вопросы косвенно на основе орографических и климатических аналогий.

Для разных задач нужны карты расчетных скоростей ветра и масс гололедных осадков различной повторяемости. Например, по СНиП [154] это должна быть 5-летняя повторяемость, по действующим ПУЭ [134] — 5—10-летняя и 15-летняя, а по готовящейся новой редакции — 25-летняя. Для промежуточного климатического анализа желательно также иметь расчеты для повторяемости один раз в год. Возникает вопрос: нужно ли иметь такое многообразие карт для одной и той же территории? Оказывается, нет. Между рассчитанными значениями параметров различной повторяемости для достаточно больших регионов имеют место тесные и устойчивые зависимости, которые легко могут быть найдены по методу наименьших квадратов с использованием

индивидуальных оценок по ГМС, рассчитанных для повторяемости один раз в год, 5, 10, 15, 20 и 25 лет и др. В качестве примера приведем такие зависимости, рассчитанные относительно 10-летней повторяемости для скоростей ветра  $v$  и эквивалентных стенок гололедных осадков  $b$  по Уралу и Средней Азии:

1) Средняя Азия:

$$\begin{aligned} v_5 &= 0,88v_{10} + 1,0 \pm 0,8, & b_5 &= 0,88b_{10} - 0,6 \pm 0,6, \\ v_{15} &= 1,07v_{10} - 0,4 \pm 0,7, & b_{15} &= 1,08b_{10} + 0,4 \pm 0,5, \\ v_{25} &= 1,17v_{10} - 1,4 \pm 1,3, & b_{25} &= 1,18b_{10} + 1,3 \pm 1,3; \end{aligned} \quad (5.5.1)$$

2) Урал [48, 93]:

$$\begin{aligned} v_5 &= 0,89v_{10} + 0,8 \pm 0,8, & b_5 &= 0,77b_{10} - 0,2 \pm 0,5, \\ v_{15} &= 1,08v_{10} - 0,7 \pm 0,5, & b_{15} &= 1,13b_{10} + 0,5 \pm 0,6, \\ v_{25} &= 1,21v_{10} - 1,9 \pm 0,8, & b_{25} &= 1,34b_{10} + 1,0 \pm 1,5. \end{aligned} \quad (5.5.2)$$

Как видно, средняя квадратическая погрешность этих уравнений, показанная со знаком « $\pm$ », составляет около 1 м/с и 1 мм, если в качестве базовой использовать 10-летнюю повторяемость. Это говорит о полной целесообразности разработки только одного типа карт для какой-либо одной базовой повторяемости, лежащей примерно посередине их используемого интервала.

Таким образом, карта, составленная для параметра с базовой повторяемостью, и набор эмпирических зависимостей типа (5.5.1) и (5.5.2) дают универсальное решение задачи для получения вероятностных значений оценок практически любых периодов повторения.

В принципиальной модели климатической типизации (см. п. 5.2) рассмотрено три класса возвышенностей с относительными высотами 50—100, 100—300 и более 300 м. Разумеется, это обобщенная картина по горным регионам СССР в целом. Причем она соответствует предельно минимальным грациям относительных высот, когда такие сильноградиентные зависимости возможны. Для конкретных горных регионов классы высот могут быть иные (см. главы 6—8). В целом число выделяемых классов и их градации будут определяться, с одной стороны, особенностями климатических условий региона, а с другой — имеющимся объемом исходных данных.

Анализ результатов анемосъемок на отдельных пунктах позволил установить общие критерии орографической защищенности. Особенное внимание к этому вопросу было в начальный период гололедно-ветровых съемок. Очень скоро по данным наблюдений на незащищенных гребневых точках хребтов и в верхних частях узких склоновых долин были установлены критерии защищенности для склонов хребтов (см. пп. 2.3, 2.7 и гл. 5). Если ширина долины в нижней части менее 2 км, а превышение бортов составляет 150 м и более, то такой участок считается орографически защищенным. Хотя на самом деле достаточно значения критерия

защищенности, равного 100 м, но, учитывая возможные высоты конструкций до 50 м, значение критерия поднято до 150 м. В дальнейшем при гололедно-ветровых съемках этот критерий постоянно подтверждался. Например, в качестве рекомендаций он вошел во все разработанные карты гололедных нагрузок по Средней Азии, Уралу, Сахалину, а также в проекты многих ВЛ. Все это позволяет считать его практически надежным и универсальным. Это не исключает, однако, целесообразность постоянного накопления данных для уточнения решения вопроса в конкретных случаях.

Обобщенные критерии защищенности можно следующим образом представить в орографических терминах: незащищенные участки склонов соответствуют водораздельным гребням различных порядков, включая линию гребня и прилегающий участок склона до 50 м вниз (в целях практической осторожности); полузащищенные участки соответствуют приводораздельным участкам склонов, для которых орографическая защищенность составляет от 50 до 100—150 м; защищенные участки включают тальвеги глубоковрезанных долин, ущелий, саев, падей и др., когда они окружены не менее чем с трех сторон складками местности с относительными превышениями 150 м и более.

Если для горного региона не установлены индивидуальные критерии защищенности, то следует руководствоваться их приведенными обобщенными значениями.

## 5.6. О принципах разработки автоматизированного процесса определения расчетных климатических условий

Картирование климатических параметров нагрузок является традиционным, ставшим классическим по форме методом представления климатической информации. Преимущества использования карт очевидны, но только до тех пор, пока речь идет об обычных, не автоматизированных, технологиях строительного проектирования. В настоящее время во многих отраслях создаются системы автоматизированных проектных работ (САПР). Несмотря на возникающие большие трудности как методического, так и технического характера они несомненно постепенно вытесняют традиционные способы проектирования.

В тех САПР, где требуется учет климатических условий, в качестве их структурных единиц должны быть включены подсистемы автоматизированного определения расчетных климатических условий. Назовем условно такую подсистему автоматизированного определения расчетных, или нормативных, параметров климатических нагрузок климатическим процессом САПР и попытаемся сформулировать цели, задачи, структуру и требования к информационному обеспечению такого процесса.

Автоматизированная подсистема — климатический процесс — должна решать задачу накопления массивов исходных данных,

их статистическую обработку, представление и выдачу результатов в необходимом для дальнейшего использования виде. Следовательно, ее основой является банк климатических данных (БКД), состоящий из пяти основных компонент: фонда данных, фонда программ, языковых средств, системы управления банком и технических средств.

Фонд данных представляет собой совокупность сведений, хранимых в памяти банка. Он в любой момент готов к информационному обслуживанию программ, т. е. к приему и выдаче данных. Фонд программ есть программное обеспечение банка. Он должен предусматривать возможность дальнейшего развития банка как в направлении расширения состава программ, так и в направлении их совершенствования. Языковые средства банка включают: общий язык высокого уровня, независимый от существующих языков программирования, конкретные языки программирования, язык описания логических структур. Система управления несет функции комплексного управления работой всех систем банка, а технические средства представляют собой технические носители информации.

Независимо от того, является ли климатический процесс автономной системой или входит как подсистема в специализированную САПР (например, САПР ВЛ), он должен обеспечивать решение следующих задач: 1) машинную реализацию разработанных эмпирических моделей зависимостей параметров нагрузок от высоты и рельефных условий местности; 2) автоматическую выдачу потребителю необходимых климатических параметров нагрузок по заданному району или по трассе ВЛ и других объектов; 3) выдачу потребителю имеющихся в БКД обоснованных рекомендованных расчетных параметров нагрузок. В таком процессе, как уже отмечалось, должно быть предусмотрено совершенствование самой его системы: расширение архивной базы БКД по территории и во временном интервале рядов, совершенствование программного обеспечения и сервисных услуг и т. д.

Н. В. Храпцовой [123] сделана попытка разработки структурных элементов климатического процесса и их последовательной отладки в единую систему автоматизированного выбора нагрузок при проектировании ВЛ на примере территории Средней Азии.

Одним из важных начальных этапов явилось создание архива исходных данных. Он включил в себя исходные ряды ГМС и систему поправочных коэффициентов для их коррекции в соответствии с требованиями решаемых задач. Состав рядов и их элементы (срочные данные, годовые или месячные максимумы и т. д.) должны отвечать существу решаемой задачи, иметь оптимальный объем и предусматривать возможность их использования при переходе на более совершенные методы учета климатических условий при строгительном проектировании, т. е. учитывать перспективу совершенствования СНиП и ПУЭ.

Такой архив создан для 300 ГМС Средней Азии. Он включил ряды: 1) ветровые нагрузки: годовые максимумы из срочных

наблюдений скоростей 2-минутного и 10-минутного осреднения, скоростей в порывах (мгновенные годовые максимумы), температуры воздуха при годовых максимумах; 2) гололедные нагрузки: годовые максимумы масс отложений, их вид, приведенные максимумы к 10 м и 10 мм, скорости ветра и температуры воздуха при годовых максимумах осадков; 3) ветровые нагрузки при обледенениях: а) годовые максимумы единичных (на 1 м длины) ветровых нагрузок и для них — масса отложений, большой и малый диаметры отложений, скорости ветра; б) годовые максимумы скоростей ветра при обледенениях с тем же набором сопутствующих параметров; в) годовые максимумы масс осадков с тем же набором сопутствующих параметров; 4) температурные условия: средние годовые температуры, годовые максимумы и минимумы температур воздуха; 5) характеристики ГМС: высота, координаты, код орографических условий местоположения, даты смены ветроизмерительных приборов.

Этот специализированный архив создан вначале в виде картотеки, а затем перенесен на перфокарты, магнитные ленты и диски. Начала рядов соответствуют 1950 г., и их объем ежегодно увеличивается на один элемент. Состав архива позволяет решать все задачи, связанные с определением ветровых и гололедных нагрузок на ВЛ как по действующим методикам механических расчетов [134], так и с учетом их перспективных изменений [100].

Программное обеспечение включает следующие программы:

1) текущего и выходного контроля, а также записи на магнитную ленту;

2) проверки нулевых гипотез однородности критериями (см. п. 4.2) Крускала—Уоллиса, Вилкоксона, Манна—Уитни, серий Зигеля—Тьюки, Стьюдента, Фишера, Бартлета—Кохрана;

3) вычисления основных статистик выборок: средних, дисперсий, коэффициентов вариации, асимметрии и эксцесса с их основными ошибками;

4) вычисления параметров уравнений регрессий: линейной, параболической 2—4-го порядков, показательной, степенной и логарифмической (см. п. 4.3), а также показателей силы корреляционной связи для этих форм и основных ошибок всех параметров (составлены С. А. Федоровой);

5) аппроксимации эмпирических распределений простыми предельными законами экспоненциального характера: Пирсона X типа, вторым и третьим предельными распределениями (см. п. 5.1);

6) аппроксимации эмпирических распределений системой кривых Пирсона [163].

Как видно, пакет статистических программ обеспечивает решение всех необходимых задач, которые практически возникают при климатическом анализе рядов и определении параметров ветровых и гололедных нагрузок на ВЛ и другие сооружения. К сожалению, такими статистическими средствами по разным причинам пока широко не пользуются климатологи проектных институтов и региональных гидрометцентров при решении как рас-

смаатриваемых, так и аналогичных задач. Не составляет труда наращивать пакет таких программ, используя стандартное обеспечение ЕС ЭВМ и учитывая круг конкретных решаемых задач.

На основе диалоговой системы «Примус» отработаны все практические этапы создания фонда данных по 300 ГМС Средней Азии в рамках перечисленных рядов и задач их статистического анализа, рассмотренных в главах 4 и 5. В таком виде этот специализированный машинный архив, включающий фонд данных и программное обеспечение, успешно функционирует на кафедре метеорологии и гидрологии Киргизского государственного университета и в Среднеазиатском отделении института Энергосеть-проект. Климатологи этих учреждений в любое время могут по-

Таблица 5.4

Исходные ряды и рассчитанные значения параметров максимальных скоростей (распечатка)

Требуемые потребителем материалы	Выдаваемая информация
1. Название ГМС	Анзобский перевал
2. Характеристика ГМС	$z = 3,373$ км, $\varphi = 39^{\circ}05'$ , $\lambda = 68^{\circ}52'$
3. Период наблюдений	37 лет (1948—1985)
4. Год установки ФТД, М-63	ФТД — 1939 г., М-63—1979 г.
5. Тип местоположения	Перевал, Гиссарский хребет (2-5В-3)
6. Исходные ряды	
а) годовые максимумы срочных скоростей ветра (2—10-минутное осреднение)	34 35 28 24 20 16 20 24 24 20 34 16 18 24 24 20 24 24 28 28 28 14 34 28 20 28 34 28 28 34 20 34 24 23 24 20 22
б) годовые максимумы мгновенных скоростей ветра (порывы)	34 35 28 24 20 16 20 24 24 22 >40 28 26 34 34 28 34 28 34 34 40 40 28 >40 34 40 34 40 40 27 40 32 31 38 30 28
в) температура воздуха при годовом максимуме скоростей ветра	—18,5 —1,4 —5,1 —2,9 —9,3 —2,5 —7,7 —8,1 —2,9 —5,5 —9,7 —10,7 —4,1 —10,5 —10,3 —12,3 —8,2 —5,7 —4,8 —0,3 —14,5 —0,7 —3,5 —14,8 —4,0 —12,0 —9,3 —4,6 —14,6 —10,1 —7,1 —15,0 —0,4 —15,5
7. Скорости ветра (м/с), вероятные 1 раз в $n$ число лет	5 лет 10 лет 15 лет 25 лет 36,4 37,0 37,8 38,4
8. Мгновенные скорости (м/с) ветра, вероятные 1 раз в $n$ число лет	5 лет 10 лет 15 лет 25 лет 46,8 48,0 48,8 49,6
9. Основные статистики исходных рядов и их ошибки	Средняя СКО Асимметрия 25,1 $\pm$ 0,94 5,7 $\pm$ 0,67 0,2 $\pm$ 0,40 30,9 $\pm$ 1,09 6,5 $\pm$ 0,77 —0,3 $\pm$ 0,41 —7,7 $\pm$ 0,86 5,3 $\pm$ 0,61 0,1 $\pm$ 0,40  Экссесс Вариация —0,9 $\pm$ 0,81 0,23 $\pm$ 0,03 —2,4 $\pm$ 0,83 0,21 $\pm$ 0,02 —0,8 $\pm$ 0,81 —

лучать и тиражировать распечатки с результатами необходимых расчетов и исходных рядов, по которым они были проведены. В качестве примера в табл. 5.4 приведен фрагмент распечатки сервисных услуг по оценке параметров ветровых нагрузок для ГМС Анзобский перевал.

Конечно, наиболее сложной методической задачей является пространственная климатическая интерполяция и экстраполяция точечных наблюдений метеостанций в рамках конкретной сложно-пересеченной или горной территории. Как явствует из всего предыдущего изложения, наиболее успешно она может быть решена в рамках эмпирических моделей, основанных на климатических типизациях территорий, учитывающих макро-мезо-микрорельефные условия и высоту места. Если такой климатический анализ выполнен, возможно объективная районная оценка параметра, получаемая либо по моделям высотных зависимостей, либо по моделям для климатически однородных типов. Задача завершения автоматизации замыкается определением для заданного района или участков трассы ВЛ типа орографических условий, который явится единственной входной информацией. Разумеется, тип условий должен быть определен по специальному классификатору, составленному разработчиками климатического процесса в терминах рабочих климатических моделей, а также с использованием крупномасштабных топокарт, профилей и др.

Таким образом, разработка автоматизированного климатического процесса сводится к созданию БКД и машинной реализации результатов предметного климатического анализа изучаемой территории. При этом последние только в технических деталях отличаются от анализа, выполняемого при разработках климатических карт. Наш опыт показывает, что уже создание специализированного машинного архива с пакетом необходимых программ существенно повышает оперативные возможности для широкого и объективного климатического анализа, прививая новое исследовательское мышление, основанное на доступности большого объема информации и широких технических возможностях ее анализа.

## Глава 6

### МАКСИМАЛЬНЫЕ СКОРОСТИ ВЕТРА В РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ РАЙОНАХ

#### 6.1. Тянь-Шань

По высотным характеристикам Тянь-Шань является вторым после Памиро-Алая горным регионом СССР. Системообразующие периферийные цепи Северного Тянь-Шаня (хребты Кетмень, Заилийский Алатау и Киргизский) обрамляют с севера высокое внутреннее нагорье — Внутренний Тянь-Шань. С юго-запада нагорье блокируется системой Ферганского хребта. Основные цепи Тянь-Шаня имеют средние высоты гребневых линий от 3 до 4,0—4,5 км. Подножия периферийных хребтов находятся на высоте около 0,7—1,2 км. Два невысоких внешних отрога — хребет Кендыктас с Чу-Илийскими горами и хребет Каратау (1,0—1,5 км) — далеко выдвинуты в окружающие пустынные районы, образуя с ними резкий орографический контраст, приводящий к развитию местных штормовых ветров.

Основные результаты климатического анализа распределения скоростей ветра для Тянь-Шаня, основанного на данных 117 ГМС и экспедиционных материалах микросъемок, содержатся в [106, 107, 113, 115, 116]. Ниже они несколько уточнены с использованием более длинных рядов ГМС (1950—1985 гг.) и обобщений, проведенных для всей территории Средней Азии. Методическая сторона исследований базируется на принципах, изложенных в предыдущих главах.

Прежде всего отметим, что в таком важном вопросе, как построение высотных зависимостей максимальных скоростей ветра, вследствие недостаточности данных пришлось ограничиться обобщающим решением для всей территории Средней Азии. В табл. 6.1 приведены исходные данные по 12 склоновым и перевальным ГМС Средней Азии, располагающимся на периферийных хребтах с относительными высотами гребней 300 м и более, которые могут быть использованы для построения высотных зависимостей. На Тянь-Шане имеется только две ГМС — Курдай и Аксуран, которые расположены на открытых участках гребней низкогорных отрогов (хребты Кендыктас и Каратау). В целом для гор Средней Азии таких станций насчитывается девять (тип 2-5В-3, см. рис. 5.4). Только добавление к этим данным результатов анемометрических съемок (ниже — анемосъемок), проведенных в 45 пунктах на Тянь-Шане, Памиро-Алае и Копетдаге, позволяет построить надежные фоновые зависимости  $v_{10}(z_{пр})$ .

На рис. 6.1 показано поле опытных точек и высотные зависимости  $v_{10}(z_{пр})$  для периферийных хребтов и останцовых гор Средней Азии для типов 2-5В-3 и 2-5В-4. Как и для более общего графика (см. рис. 5.7), в зоне склонов высотные зависимости

Местоположение, тип орографических условий, высота и скорость ветра, вероятные один раз в 10 лет, по данным ГМС Средней Азии, расположенным на периферийных хребтах с относительными высотами гребней 300 м и более

Станция	Местоположение	Тип условий (по рис. 5.4)	$z_{обс.}$ км	$z_{пр}$ [по (5.4.1)]	$v_{10}$ м/с
Тянь-Шань					
Ачисай	Склон	2-5В-4	0,82	0,80	30
Курдай	Перевал	2-5В-3	1,15	1,00	41
Аксуран	Гребень	2-5В-3	1,23	1,00	38
Чаарташ	Склон	2-5В-4	2,74	0,80	33
Тюя-Ашу северная	Перевал	2-5В-4	3,12	0,85	26
Памиро-Алай					
Джизакский	Перевал	2-5В-3	0,79	1,00	38
Лангар	Гребень	2-5В-3	1,58	1,00	37
Чормозак	Гребень	2-5В-3	1,76	1,00	38
Санглок	Склон	2-5В-3	2,24	1,00	26
Шахристан	Перевал	2-5В-3	3,14	1,00	38
Анзобский	Перевал	2-5В-3	3,37	1,00	38
Копетдаг					
Хейрабад	Гребень	2-5В-3	2,03	1,00	33

проведены близко к верхним огибающим, а в зоне гребней проходят медианным образом. При этом данные всех станций расположены ниже прямой  $v_{10}(z_{пр})$  для орографически незащищенных участков склонов (тип 2-5В-3) и выше прямой  $v_{10}(z_{пр})$  для частично орографически защищенных участков (тип 2-5В-4). Разброс точек объясняется теми же причинами, которые были перечислены в п. 5.4. Наглядно видно, что при имеющемся объеме исходных данных целесообразнее оценить обобщенные зависимости для Средней Азии в целом, чем для отдельных ее горных систем, не говоря уже о единичных хребтах или их группах.

Из графика рис. 6.1 следует, что в зоне орографически незащищенных участков склонов периферийных хребтов и отрогов Тянь-Шаня с относительными высотами 300 м и более (тип 2-5В-3) скорости ветра, вероятные один раз в 10 лет ( $v_{10}$ ), в первом приближении линейно увеличиваются от 24—26 м/с в зоне подножий до 43 м/с в зоне гребней. Для частично защищенных участков склонов (тип 2-5В-4) они возрастают на гребнях только до 36 м/с. Скорости в зоне подножий достаточно хорошо контролируются данными относительно большого числа расположенных здесь ГМС. Лишь в областях с орографическим усилением

нием ветра в зоне подножий  $v_{10}$  могут быть выше, достигая 40 м/с.

Для оконечностей отрогов и низких возвышенностей (Чу-Илийские горы) с относительными высотами от 100 до 250 м рекомендуется использовать высотную зависимость для типа 2-5В-4, показанную на рис. 6.1 штрихпунктирной линией. Если же относи-

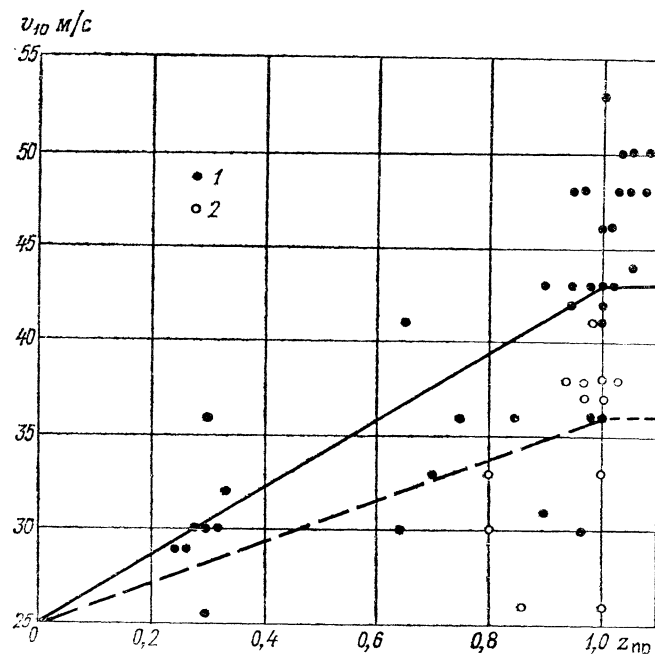


Рис. 6.1. Обобщенные фоновые зависимости максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для гор и возвышенностей Средней Азии.

Сплошная линия — для типов 1-5В-3 и 2-5В-3; штрихпунктирная линия — для типов 1-5В-4, 2-5В-4, 1-5В-3 и 2-5В-3; 1 — данные ветровых съемок, 2 — данные ГМС.

тельная высота возвышенности или гряды составляет от 50 до 100 м, то для ее гребневой линии следует принять  $v_{10}$  на 4 м/с выше, чем для окружающего района. Эти рекомендации вытекают из общего климатического анализа и прямых немногочисленных данных анемосъемок, относящихся к такого рода возвышенностям для Туркмении.

На рис. 6.2 приведена схема ветрового районирования Тянь-Шаня по значениям максимальных скоростей ветра для нормативных ветровых районов, принятых в ПУЭ [134]. Внешние склоны периферийных хребтов и их отроги показаны на схеме условной штриховкой. Значения  $v_{10}$  для типов 2-5В-3 и 2-5В-4 здесь следует определять по графику, приведенному на рис. 6.1.

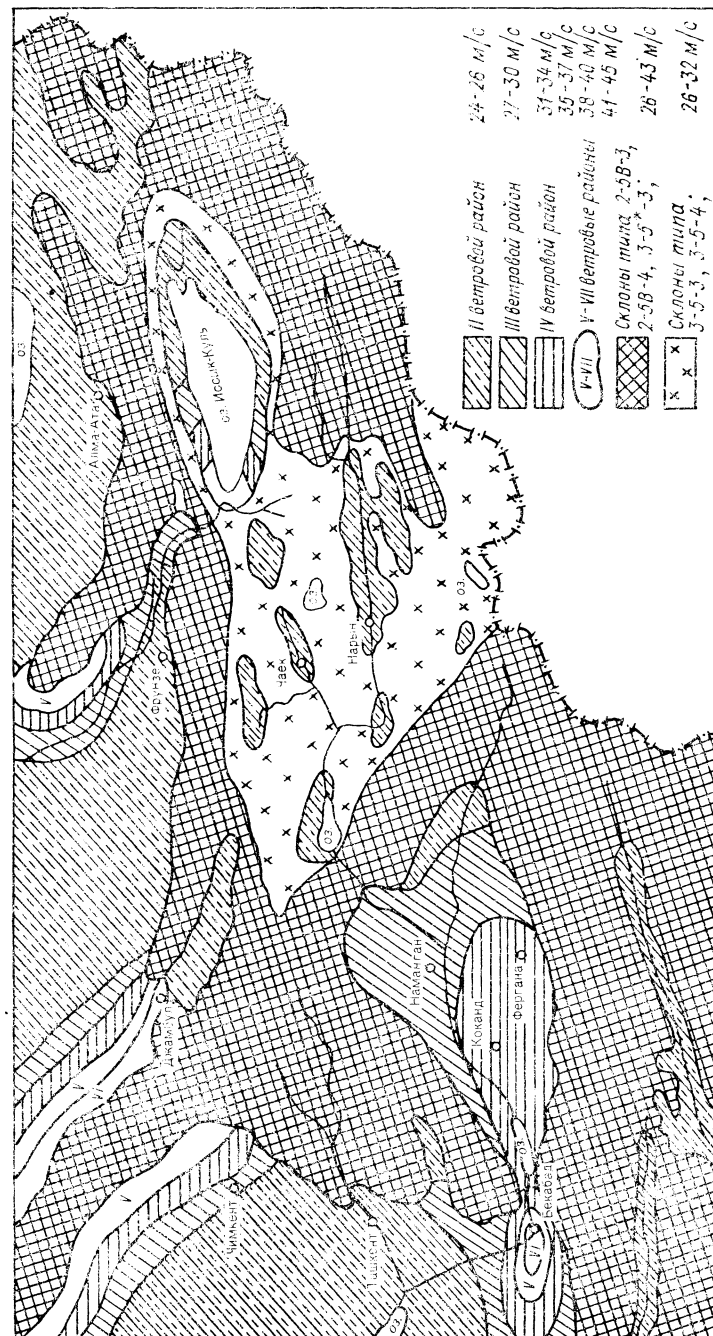


Рис. 6.2. Схема ветрового районирования Тянь-Шаня по границам максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет.



Исключение составляют орографически защищенные участки склонов (тип 2-5В-5), где высотные зависимости  $v_{10}$  отсутствуют и где во всех случаях следует принимать  $v_{10} = 23$  м/с независимо от местоположения хребта, его ориентации и высоты точки.

Как видно из рис. 6.2, в тех областях предгорных равнин северных и западных цепей Тянь-Шаня, где орографические усиления ветра отсутствуют, а также в межгорных впадинах периферийных районов (Кегенская, Текеская, Чуйская, Таласская, Чаткальская, Сандалашская и др.)  $v_{10} = 24 \dots 26$  м/с. В Ферганской впадине, значительная часть которой охвачена западным местным штормовым ветром — кокандцем,  $v_{10}$  меняются от 26 м/с в крайней восточной части до 34 м/с в ее западной части.

Горло Ферганской впадины и прилегающий участок Голодной степи охвачены восточным и юго-восточным урсатьевским ветром. Ядро его находится на участке Бекабад—Янгир, где  $v_{10}$  достигают 40 м/с. Природа и аэрологическая структура этого широко известного ветра описаны в [81, 98, 169].

Южная предгорная равнина хребта Каратау от выхода из Таласского горного прохода на востоке (примерно район г. Чимкента) до его крайней западной оконечности охвачена местными северо-восточными и восточными ветрами (см. рис. 2.3), которые условно можно назвать ветрами южных склонов хребта Каратау. Значения  $v_{10}$  достигают здесь 32—36 м/с, общее направление ветров — от хребта.

Такие же скорости (32—36 м/с) наблюдаются в основной части Таласского горного прохода (рис. 2.3), кроме его крайней северной оконечности (район г. Джамбула). Местные ветры в горном проходе имеют два направления: западное, юго-западное в северной части и северо-восточное, восточное в южной. Из-за мелкого масштаба зона этих ветров на рис. 6.2 не выделена.

Местные ветры северных склонов хребта Каратау от г. Джамбула на востоке до оконечности хребта на западе также имеют общее направление «от хребта» (западное, юго-западное). Значения  $v_{10}$  достигают здесь 36—40 м/с. Наиболее сильные струи наблюдаются против понижений в гребневой линии хребта на участке от оз. Бийликоль до г. Джанатас и западнее. Так, по восьмилетним наблюдениям ГМС Май-Тюбе скорость ветра 40 м/с по флюгеру отмечалась 21 раз, а в районе рудника Ак-Сай анеморумбографом М-12 зарегистрирована средняя 10-минутная скорость 40 м/с. Это один из самых высоких максимумов, зарегистрированных в предгорной равнине.

На северо-западных склонах и в горных проходах низкого отрога хребта Кендыктас и граничащей с ним системе возвышенностей, носящих общее название Чу-Илийских гор, простирающихся до южной оконечности оз. Балхаш, развиты местные северо-восточные и восточные ветры, в зоне которых  $v_{10} = 32 \dots 40$  м/с. В разных местах они называются по-разному: курдайский ветер, чокпарский ветер, ветер хантау. Наиболее сильные струи

( $v_{10} = 40 \dots 45$  м/с) наблюдаются в горном проходе по линии ж.-д. ст. Эспе — ж.-д. ст. Чокпар и против понижений в гребневой линии цепи возвышенностей. Всей системе этих ветров, протянувшейся примерно от села Георгиевка до оконечности Балхаша, можно дать одно название — ветры Чу-Илийских гор.

Усиление южных и юго-восточных ветров наблюдается в крайней восточной оконечности Чуйской долины, где  $v_{10} = 29 \dots 32$  м/с. Ядро ветра находится в районе пос. Быстровка — устье Боомского ущелья, но в направлениях они выражены вплоть до г. Токмака.

В котловинах Внутреннего Тянь-Шаня независимо от их высоты, ориентации и формы  $v_{10} = 26$  м/с (Нарынская, Ат-Башинская, Сусамырская, Ак-Сайская, Кочкорская и др.). Исключение представляет Иссык-Кульская котловина, в западной части которой развит бораноподобный западный ветер улан ( $v_{10} = 36 \dots 40$  м/с), а в восточной — бораноподобный северо-восточный, восточный ветер санташ ( $v_{10} = 26 \dots 29$  м/с). Природа этих ветров, их аэрологическая структура и зоны распространения рассматриваются в [25, 98, 105, 106, 113, 115, 116, 145]. Подробная статистическая характеристика их вертикальных профилей приводится в статье автора, помещенной в сборнике «Водно-ледовые ресурсы Иссык-Кульской области» (Фрунзе, изд-во Илим, 1988).

Склоны внутренних хребтов Тянь-Шаня показаны на рис. 6.2 двумя условными штриховками: одна соответствует хребтам, не превышающим средний уровень блокирования (до 3.0—3.5 км) внешними цепями, а вторая соответствует хребтам, имеющим высоты более 3.5 км, которые превышают уровень блокирования. Граница между этими группами хребтов проходит примерно по меридиану западной оконечности оз. Иссык-Куль.

На незащищенных участках склонов и гребнях хребтов ниже уровня блокировки (тип 3-5-3) скорости ветра примерно на 3—6 м/с выше, чем в зонах днищ межгорных впадин, т. е.  $v_{10} = 29 \dots 32$  м/с. Интерполяцией между скоростями у подножий ( $v_{10} = 26$  м/с) и на гребнях ( $v_{10} = 32$  м/с) можно оценить высотное распределение скоростей для участков склонов, относящихся к типу 3-5-3. Для защищенных участков склонов (тип 3-5-5)  $v_{10} \leq 23$  м/с. Здесь наблюдается самый низкий уровень максимальных скоростей, так что во многих узких склоновых долинах и ущельях  $v_{10} = 15 \dots 20$  м/с.

Для незащищенных и полужащищенных участков склонов выше уровня блокировки (типы 3-5\*-3 и 3-5\*-4) скорости ветра значительно выше. Распределение  $v_{10}$  по склонам для типов 3-5\*-3 и 3-5\*-4 может быть найдено по высотным зависимостям рис. 6.1, которые используются в этом случае, начиная с уровня блокировки. Для защищенных участков склонов (тип 3-5\*-5) здесь, как и во всех остальных случаях,  $v_{10} = 23$  м/с.

Рассмотренная схема отражает основные черты территориального распределения  $v_{10}$ . Для оценки скоростей других периодов повторения можно с успехом воспользоваться зависимостями



(5.5.1), имеющими средние квадратические отклонения около 1 м/с.

К сожалению, не представляется возможным рассмотреть здесь более детально территориальное распределение максимальных скоростей ветра на Тянь-Шане. Этот вопрос заслуживает отдельной книги. Пока он достаточно подробно изложен только в отчетах КиргНИОЭ и КирГУ, выполненных по заказу САО Энергосетьпроект Минэнерго СССР для определения ветровых нагрузок на строящиеся и проектируемые ВЛ, результаты которых утверждены и используются по Минэнерго СССР в качестве региональных нормативов для проектирования.

## 6.2. Памиро-Алай

Памиро-Алай — это горная страна, объединяющая хребты горных систем Гиссаро-Алая и Центрального Памира (собственно Памир), лежащие южнее Ферганской впадины. Это самое высокогорное поднятие СССР со средними высотами основных хребтов до 4 км и более. Северо-западная периферия горной страны оформлена в виде области низкогорных хребтов-отрогов (горы Мальгузар, хребты Нуратау, Актау, Каратау и др.), далеко выдвинутых в предгорную равнину и образующих, как и на Тянь-Шане, резкий орографический контраст с окружающей пустыней, приводящий к развитию местных штормовых ветров. Системообразующие периферийные хребты четко оформляют высокое внутреннее нагорье, значительные области которого блокированы передовыми хребтами. На юго-западе региона выделяется более пониженная область — Южно-Таджикская депрессия с хребтами высотой до 2—3 км и межхребтовыми впадинами, лежащими на высоте менее 1 км.

Климатический анализ территориального распределения максимальных скоростей ветра на Памиро-Алае дан в работах [118, 120, 121, 156, 157, 158]. Для этой цели были использованы данные ветровых наблюдений около 120 ГМС и материалы проведенных анемосъемок. Основные результаты этого анализа приводятся ниже с некоторыми уточнениями, касающимися в основном высотных зависимостей скоростей.

Как следует из табл. 6.1, на Памиро-Алае имеется шесть ГМС, расположенных в орографических условиях типа 2-5В-3 в гребневых зонах хребтов на высотных отметках от 0,79 до 3,37 км. Это явно недостаточно для выяснения структуры высотных зависимостей максимальных скоростей, учитывая как очень большую разноразностность хребтов, так и различия в их местоположении (низкие хребты-отроги, высокие периферийные хребты, внутренние хребты). Как уже указывалось в п. 6.1, по этой причине целесообразно пользоваться генерализированными зависимостями в приведенных высотах для всей Средней Азии, показанными на рис. 6.1, которые получены не только по данным ГМС, но и по более многочисленным пунктам анемосъемок (45 пунктов).

На рис. 6.3 приведена схема ветрового районирования Памиро-Алая по значениям максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет. Градации ветровых районов соответствуют принятым в ПУЭ [134]. Как и для Тянь-Шаня, на рис. 6.3 все периферийные хребты с относительными высотами гребней более 300 м показаны условной штриховкой. Значения  $v_{10}$  для типов 2-5В-3 и 2-5В-4 здесь следует определять по высотным зависимостям рис. 6.1. Для защищенных участков склонов (тип 2-5В-5), которые на схеме не выделены из-за мелкого масштаба, высотная зависимость отсутствует и всюду следует принимать  $v_{10} = 23$  м/с.

Для оконечностей низкогорных хребтов-отрогов и низких возвышенностей периферии Памиро-Алая с относительными высотами гребней от 100 до 250 м рекомендуется использовать высотную зависимость для типа 2-5В-4, показанную на рис. 6.1 штрихпунктирной линией. Для возвышенностей и гряд с относительными высотами от 50 до 100 м  $v_{10}$  следует принять на 4 м/с больше, чем для окружающей территории.

Границу между открытыми периферийными и внутренними частично блокированными областями на Памиро-Алае можно провести следующим образом: по гребню Алайского хребта от Сарыкольского граница идет на запад до р. Сох, далее по боковому гребню на юго-восток, пересекая долину р. Кызыл-Су, она выходит на гребень Заалайского хребта и идет по нему на восток до меридиана хребта Академии наук, затем по гребню этого хребта граница идет на юг до Дарвазского хребта, по гребню которого она выходит к р. Пяндж и переходит на Афганский хребет за пределы СССР.

Гребневые зоны многих внутренних хребтов Памира превышают средний уровень блокирования (около 4 км). Поэтому для них значения  $v_{10}$  для типов 3-5\*-3 и 3-5\*-4 следует находить по высотной зависимости рис. 6.1, соответствующей типу 2-5В-3. Для хребтов ниже уровня блокирования по [120] рекомендуется использовать зависимость:

$z_{пр}$ км . . . . .	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$v_{10}$ м/с . . . . .	25	27	29	32	34	35

Как видно из рис. 6.3, для периферийных предгорных равнин и днщ межгорных впадин, где орографические усиления ветра отсутствуют,  $v_{10} = 24 \dots 26$  м/с. Это впадины рек Сурхоба, Зеравшана, Сурхандарьи, Кафирнигана, Вахша и других более мелких, которые на схеме не показаны.

На этом фоне низких максимальных скоростей ветра выделяются локальные районы, охваченные местными штормовыми ветрами орографического происхождения. Это прежде всего зона сильных юго-западных ветров северных склонов и предгорий невысокого (1—2 км) широтного хребта Нуратау, где против понижений в гребневой линии скорость ветра достигает 40 м/с. На вышележащем участке хребта (Джизакский перевал) сильные



Рис. 6.3. Схема ветрового районирования Памиро-Алая по градиентам максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет.

Усл. обозначения см. рис. 6.2.

ветры называют джизакскими. По своему происхождению эти ветры, видимо, схожи с ветрами северных склонов хребта Каратау на Тянь-Шане, достигающими такой же силы.

В Кушрабатском горном проходе, образованном низкими параллельными горными цепями — хребтами Нуратау и Актау-Гобдунтау — наблюдаются повышенные скорости ветра ( $v_{10} = 30$  м/с) двух противоположных направлений — северо-западного и юго-восточного, связанных с меняющимся противоположным образом направлением барического градиента при различных синоптических ситуациях. В результате возникает либо юго-восточные ветры типа фёнов высасывания, либо напорные северо-западные градиентные течения.

Аналогичная ситуация возникает чуть восточнее в районе Гобдунского горного прохода (между горами Гобдунтау и Туркестанским хребтом), где наблюдаются два противоположных направления ветра — западное и восточное, а  $v_{10}$  достигают 30 м/с.

Сильные юго-восточные ветры такой же фёнообразной природы (высасывания) наблюдаются в Зеравшанской долине на участке Каттакурган—Навои, где  $v_{10} = 30$  м/с.

На западных склонах хребта Байсунтау и в прилегающей равнине развиты восточные и юго-восточные ветры, природа которых аналогична ветрам северных склонов хребта Нуратау (Памиро-Алай), Каратау (Тянь-Шань) и Кендыктас (Тянь-Шань). Гребневая линия Байсунтау в средней своей части значительно понижается, в результате чего при прохождении циклонов западнее хребта здесь возникают ветры типа фёнов высасывания. В работе [156] они названы гузарскими ветрами по названию населенного пункта. Эти ветры достигают скорости 30 м/с, но в отдельных случаях, они, видимо, могут быть и больше (32 и даже 36 м/с).

Долина р. Пяндж на участке от южной оконечности хребта Байсунтау (ж.-д. ст. Келиф) до г. Пянджа в целом характеризуется повышенными значениями  $v_{10}$  (29—40 м/с). Выделяется несколько зон сильных ветров: зона келифского прохода (келифский ветер), зоны вблизи городов Айваджа и Нижнего Пянджа. Особенно сильные ветры ( $v_{10} = 43$  м/с) отмечаются в Бешкентской долине на подветренном восточном склоне системы низких меридиональных отрогов Койктау—Туюнтау против понижения в гребневой линии на их стыке. Ветер, дующий в этих зонах, известен под названием «афганец» [69, 98]; он возникает как градиентное западное течение при восточных направлениях барического градиента вверх по долине р. Пяндж. Однако при выходе р. Пяндж на равнину западнее ж.-д. ст. Келиф возникают также восточные ветры типа фёнов высасывания [69], усиливающиеся в келифском горном проходе ( $v_{10} = 32$  м/с) и ослабевающие к западу [159].

Кроме перечисленных относительно крупных зон местных штормовых ветров имеются многочисленные более локальные зоны, связанные с крайним многообразием орографического строения горной территории: перемычек — понижений в гребневой линии

среднегорных и низкогорных хребтов; горных перемычек, разделяющих относительно крупные котловины; расширяющиеся устья склоновых долин, выходящих в предгорные равнины и др.

В котловинах Памира, имеющих высоты более 3,5 км,  $v_{10} = 29$  м/с, а в более низких котловинах  $v_{10} = 26$  м/с. В глубоких и извилистых ущельях и U-образных долинах Памира  $v_{10} = 23$  м/с.

Наконец, в зонах крупных оледенений (хребет Академии Наук и др.) и на высотах более 4,5—5,0 км, видимо, возможны  $v_{10} > 43$  м/с. Ориентировочно можно предположить, что здесь  $v_{10}$  достигают 45—55 м/с. Однако какие-либо инструментальные измерения на этих высотах, к сожалению, отсутствуют.

Для оценки скоростей ветра, имеющих период повторения 5, 15 и 25 лет, с успехом можно воспользоваться уравнениями (5.5.1), средние квадратические погрешности которых составляют всего около 1 м/с.

На северо-востоке от мощных горных поднятий Средней Азии находятся кулисообразно расположенные хребты Джунгарский Алатау, Тарбагатай и Саяно-Алтайская горная страна с высотами гребневых линий до 2—3 км и даже более. Открытые участки склонов и гребней этих горных систем практически не освещены данными ГМС (имеющиеся на Алтае склоновые и перевальные станции расположены в защищенных условиях).

На наш взгляд, основные выводы о зависимостях максимальных скоростей ветра от высоты и рельефа местности, полученные для Памиро-Алая и Тянь-Шаня, могут быть распространены на эти во многом сходные по строению рельефа горные хребты Казахстана, Алтая и Саян. Подтверждением тому служит рис. 5.7 с высотной зависимостью  $v_{10}$ , построенный как обобщение всех имеющихся материалов по Азиатской части СССР. Несомненно, что этими зависимостями можно пользоваться также и для аналогичных по высоте горных поднятий Восточной Сибири. По крайней мере, их всегда можно рассматривать как хорошие аналоговые данные, которые могут уточняться по мере получения материалов прямых наблюдений в конкретных горных областях.

### 6.3. Копетдаг, низкие горы и возвышенности Средней Азии и Казахстана

Хребет Копетдаг (в переводе — многогорье), расположенный обособленно западнее Памиро-Алая, представляет собой сложную систему параллельно расчлененных хребтов с высотами гребневых линий до 1—2 км. На северо-западе продолжением хребта служат обособленные отроги Малого и Большого Балханов (0,88 и 1,88 км). Западная оконечность Копетдага носит название Кюрендага с высотами до 1 км.

Одновременно на равнинах сухих степей и пустынь Средней Азии находится большое число останцовых гор, возвышенностей

и плато с относительными высотами гребневых линий от 50 до 200—300 м и более и абсолютными высотами не более 500—1000 м. Это — останцовые горы Кызылкумов: Тамдытау (0,92), Кульджуктау (0,79 км), Букантау (0,70 км), Султануиздаг (0,47 км), возвышенности Бадхыз и Карабиль (0,98 км) и другие более низкие возвышенности и гряды. В районе плато Устюрт выделяются поднятия и увалы с абсолютными высотами до 200—500 м: Мангыстау (0,57 км), Куландаг (0,37 км), Карабаур (0,29 км), Красноводское плато (0,31 км) и целый ряд других. На северо-западе в пределах Казахстана находятся возвышенности Южного Урала с Мугоджарскими горами (0,66 км), в северных и центральных районах Казахстана разбросаны многочисленные горы и возвышенности: Улуктау (1,13 км), Тургайское плато (0,30 км), Кокчетавская возвышенность и обширные области Казахского мелкосопочника (до 1,0—1,5 км). Наконец, в юго-восточных районах республики находится большое число обособленных и необособленных отрогов и возвышенностей Джунгарского Алатау, Тарбагатай и западной периферии Алтая с такими же высотами.

Метеорологическая освещенность орографически незащищенных участков склонов всех этих хребтов, гор, гряд, увалов, возвышенностей, плато и сопок очень ограничена. Так, в гребневой зоне хребта Копетдаг имеется одна метеостанция — Хейрабад (табл. 6.1), а на склонах останцовых гор пустынь Средней Азии — Кулкудук (горы Тамдытау). На территории Казахстана таких станций пять (табл. 6.2).

Встает вопрос: каким образом оценить для всех этих поднятий с относительными высотами от нескольких десятков метров до 300—500 м и более вероятные значения максимальных скоростей

Таблица 6.2

Тип орографических условий и скорости ветра, вероятные один раз в 10 лет, по данным ГМС Средней Азии и Казахстана, расположенным на низких горах равнинной части территории

Станция	Тип условий (по рис. 5.4)	$z_{абс}$ , км	$z_{пр}$ [по (5.4.1)]	$v_{10}$ , м/с
Средняя Азия				
Кулкудук	1-5В-3	0,33	0,60	30
Казахстан				
Аркалык	1-5В-3	0,39	1,10	37
Берчогур	1-5В-3	0,41	0,50	38
Джетыгара	1-5В-3	0,28	0,30	35
Каркаралинск	1-5В-3	0,81	0,30	34
Мугоджарская	1-5В-3	0,40	0,75	41

ветра? Естественно, что для его решения следует воспользоваться: 1) результатами проведенного климатического анализа для горных систем Тянь-Шаня и Памиро-Алая (пп. 6.1 и 6.2); 2) прямыми данными ГМС (табл. 6.2); 3) данными проведенных микросъемок; опытом эксплуатации ВЛ и других сооружений.

Здесь следует заметить, что данные табл. 6.2 по Казахстану, любезно предоставленные Г. Л. Гончаренко (КазНИИЭ), содержат более высокие значения  $v_{10}$  (на 3—5 м/с), чем использованные нами расчетные значения. Объясняется это тем, что в исходные ряды были включены межсрочные усиления ветра, тогда как наши расчеты основывались на срочных данных. С учетом этого обстоятельства и выполним дальнейший анализ.

Наиболее просто вопрос о высотных зависимостях  $v_{10}(z_{\text{гп}})$  решается для горных цепей Копетдага и всех других останцовых гор и отрогов, которые имеют относительные высоты 300 м и более. Для них с успехом могут быть использованы зависимости  $v_{10}(z_{\text{гп}})$ , показанные на рис. 6.1 и соответствующие типам 2-5В-3 и 2-5В-4. На зависимость для типа 2-5В-3 хорошо ложатся данные четырех станций (табл. 6.2), относящихся к типу 1-5В-3. Надо только, как это уже указывалось, при необходимости несколько изменить высотные зависимости рис. 6.1, если скорости в зоне подножий более 26 м/с. Тогда, для типа 1-5В-3 линейная зависимость  $v_{10}(z_{\text{гп}})$  строится по точкам  $v_{10}$  (подножие) и  $v_{10}=43$  м/с (гребень), а для типа 1-5В-4 — по точкам  $v_{10}$  (подножие) и  $v_{10}=36$  м/с (гребень). При этом значения  $v_{10}$  (подножие) определяются по фактическим данным ГМС, располагающимся в зоне подножий и на равнинной территории исследуемого района.

В случае наиболее ответственных решений можно для типа 1-5В-3 воспользоваться графиком  $v_{10}(z_{\text{гп}})$  рис. 5.7, дающим несколько более высокие скорости (на 1—5 м/с) в гребневой зоне хребтов. В любом случае получаемые косвенные решения имеют такую же степень практической надежности, как и для горных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая.

Ясно, что имеется нижний предел относительной высоты гребневой линии гор  $\Delta z$ , начиная с которого максимальные скорости будут ниже фоновой оценки, равной 43 м/с. По имеющимся материалам предельным является значение  $\Delta z$  около 250—300 м. Так, при анемосъемках в Туркмении для пункта Огланлы ( $z=0,39$  км), который располагался в условиях типа 1-5В-3 на защищенном гребне возвышенности с  $100 < \Delta z \leq 250$  м, получена оценка  $v_{10}=36$  м/с. В табл. 6.2 к типу 1-5В-3 относятся станции Аркалык и Джетыгара.

Исходя из имеющихся оценок  $v_{10}$  по этим трем пунктам (с учетом их возвышения по Аркалыку и Джетыгаре), а также проведенного анализа для высоких хребтов с  $\Delta z \geq 300$  м целесообразно принять для гребневых зон гор с  $100 < \Delta z \leq 250$  м (тип 1-5В-3) значение  $v_{10}=36$  м/с. Иными словами, рекомендуется использовать  $v_{10}(z_{\text{гп}})$  графика рис. 6.1 (тип 2-5В-4) для типа 1-5В-3. Практическая процедура аналогична уже описанной: строится

линейная зависимость по двум точкам [ $v_{10}$  (гребень) = 36 м/с;  $v_{10}$  (подножие)], которая используется для оценки распределения скоростей по склону для орографически незащищенных участков типа 1-5В-3. Можно считать, что это косвенное решение обладает такой же практической надежностью, как и полученное для гор класса В ( $\Delta z \geq 300$  м), так как оба решения вытекают из взаимосвязанного анализа.

Имеющийся опыт проектирования и эксплуатации ВЛ в горах и на возвышенностях сухих степей и пустынь Средней Азии и Казахстана основывается на оценке  $v_{10}=35...45$  м/с для их гребневых зон. Нам представляется вполне возможным распространение полученных выше оценок зависимостей  $v_{10}(z_{\text{гп}})$  и рекомендаций на аналогичные горы и возвышенности Западной и Восточной Сибири, где отсутствуют прямые данные станций и где проектировщики вообще не имеют в настоящее время каких-либо надежных базовых рекомендаций для решения постоянно встающих перед ними задач.

До сих пор вопрос не касался самого низкого класса возвышенностей и гор (тип А) с  $\Delta z$  от 50 до 100 м. Его можно решить в контексте всего приведенного анализа. Рекомендуется для вершин таких поднятий принять  $v_{10}$  на 4 м/с выше, чем для окружающей территории. По СНиП [154] и ПУЭ [134] это соответствует увеличению скорости ветра на один нормативный ветровой район. Такая рекомендация уже приводилась в пп. 6.1 и 6.2. Она представляет собой важное звено результатов климатического анализа всех имеющихся данных и, следовательно, вписывается в общую схему практических решений.

Что касается защищенных участков склонов типа 1-5В-5, то для них, как и во всех остальных случаях, следует принимать  $v_{10}=23$  м/с или, по крайней мере, не выше  $v_{10}=26$  м/с.

В предгорных равнинах Копетдага и в зонах останцовых гор и возвышенностей, как и в других аналогичных районах, развиты местные штормовые ветры орографического происхождения [69, 98, 159, 169].

По работе [159] ветры горных проходов наблюдаются между Большим и Малым Балханом, а также Копетдагом, Карагезом и Копетдагом. Они имеют фёнообразную природу и северо-восточные направления. Значительно реже здесь наблюдаются обратные напорные течения, связанные с прохождением холодных фронтов. Максимальные скорости ветра в районе Казанджика, Айдына и Небит-Дага достигают 30—35 м/с, а в районе Кызыл-Арвата — даже 35—40 м/с.

В устьях склоновых долин Копетдага повсеместно отмечаются повышенные скорости, а оценки  $v_{10}$  здесь нужно принимать на 3—5 м/с выше, чем на сопредельных участках предгорной равнины.

При перетекании сильных воздушных потоков через гребни относительно невысоких хребтов Копетдага вследствие вертикального сжатия струи скорости ветра на подветренных северных

склонах значительно усиливаются. Особенно большой силы (до 35—40 м/с [159]) они достигают против понижений в гребневой линии хребтов, проникая в глубь предгорной равнины на 10—30 км (районы населенных пунктов Баши, Сунча, Мурча, Геок-Тепе и др.). Это происходит за счет дополнительного сжатия струи в горизонтальной плоскости на седловинных перевалах.

В средних и верхних частях рек Куркулаб и Теджен развиты фёнообразные ветры (вниз по долине), а также напорные ветры обратного направления (по долине Теджена) со скоростями до 28—33 м/с.

На юго-востоке Туркмении при перетекании потоками пониженных гребней отрогов Конетдага и Паранамиза примерно на участке населенных пунктов Каахка—Серахс возникают фёнообразные ветры, названные в работе [159] серахскими. Они аналогичны по природе ветрам северных склонов хребтов Каратау и Кеидыктас (Тянь-Шань) и Нуратау (Памир). Скорости здесь достигают 30—35 м/с.

Аналогичную природу имеет кулудукский ветер юго-западных склонов останцовых гор Тамдытау [98], где скорости достигают 30—35 м/с. В многочисленных межгорных и межгорных проходах гористых областей пустынь Средней Азии также возникают усиления ветра (например, в районах населенных пунктов Тамды, Кошоба [159] и др.).

К сожалению, насколько нам известно, для гористых поднятий степей Казахстана исследования по детальному изучению местных штормовых ветров не проводились. В то же время нет никаких сомнений, что они здесь не менее развиты, чем в других районах. Из известных местных ветров Казахстана следует упомянуть чиликский ветер [34], наблюдающийся в долине р. Или, и ветры Джунгарских ворот — свгей и сайкан [53]. Однако они связаны с высокими хребтами Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Ветры других областей, видимо, еще только ждут своих исследователей.

#### 6.4. Урал

Уральские горы представляют собой сложную систему сильно расчлененных хребтов высотой до 1—2 км, идущих более или менее параллельно друг другу. Вся система вытянута в меридиональном направлении с севера на юг на расстояние свыше 2000 км. По строению рельефа Уральские горы можно разделить на следующие зоны: 1) осевую зону со среднегорным рельефом; 2) западный склон с рельефом типа увала; 3) восточный склон с таким же рельефом; 4) выровненный Зауральский пенеплен с Залаирским плато.

Ниже рассматривается распределение максимальных скоростей ветра на территории Пермской, Свердловской, Челябинской областей и Башкирской АССР, расположенных в провинциях

Среднего Урала и частично Северного и Южного Урала. Изучаемая территория охватывает более половины всей Уральской горной страны и включает наиболее развитые промышленные районы.

Как уже отмечалось (см. табл. 2.1 и 2.3), метеорологическая сеть Урала практически не освещает орографически незащищенные участки склонов и гребней хребтов. Имеется всего две гребневые станции, одна из которых расположена на хребте Таганай, находящимся в осевой зоне гор (Таганай гора), а вторая — на крыше западного склона (Полудов Камень). Обе станции характеризуются следующими данными:

Станция	Тип условий (по рис. 5.4)	$z_{абс}$ км	$z_{пр}$ по (5.4.1)	$v_{10}$ м/с
Полудов Камень	2-5Б-3	0,53	1,10	36
Таганай гора	2-5В-3	1,11	1,00	45

Для решения вопроса о высотных зависимостях  $v_{10}(z_{пр})$  на склонах и гребнях хребтов Таганай и Мойва проведена анемосъемка в 12 пунктах при буревых скоростях ветра [48, 93], их данные были использованы для построения обобщенной по горным системам Азиатской части СССР зависимости  $v_{10}(z_{пр})$  (см. рис. 5.7).

На рис. 6.4 сплошной линией показана обобщенная зависимость  $v_{10}(z_{пр})$ , снятая с рис. 5.7; точками, находящимися в поле графика, нанесены данные ГМС и анемосъемок Урала. Как видно из рис. 6.4, обобщенная зависимость  $v_{10}(z_{пр})$  достаточно хорошо соответствует опытным точкам. Учитывая, что меридионально расположенные Уральские горы являются не очень высоким барьером на пути западно-восточных потоков и поэтому, видимо, не оказывают большого тормозящего воздействия (как, например, Тянь-Шань и Памиро-Алай) для их склонов, относящихся к типу 2-5В-3, следует рекомендовать к практическому использованию указанную высотную зависимость (рис. 6.4). Последнее оправдывается также относительно малым объемом исходных данных по Уралу. Только их накопление позволит уточнить этот вопрос. Тем не менее следует еще раз заметить, что без проведения анемосъемок он вообще не мог бы быть решен на сегодняшний день на удовлетворительном уровне.

Штрихпунктирной линией на рис. 6.4 нанесена обобщенная зависимость  $v_{10}(z_{пр})$ , рекомендуемая для орографически незащищенных участков склонов низкорослых хребтов Урала с относительно низкими гребнями от 100 до 250 м (тип 2-5Б-3), а также для частично орографически защищенных участков склонов основных хребтов с относительно высокими гребнями 300 м и более (тип 2-5В-4). Она проведена по тому же принципу, что и аналогичная зависимость на рис. 6.1. Отличие ее состоит в несколько

более высоком уровне скоростей (на 1—4 м/с) в верхней части склонов и гребневой зоне хребтов на участке  $z_{пр} = 0,8 \dots 1,0$  км. При практическом использовании зависимостей рис. 6.4 при необходимости следует выполнить обычную процедуру по уточнению положения кривых  $v_{10}(z_{пр})$  в нижней части склонов

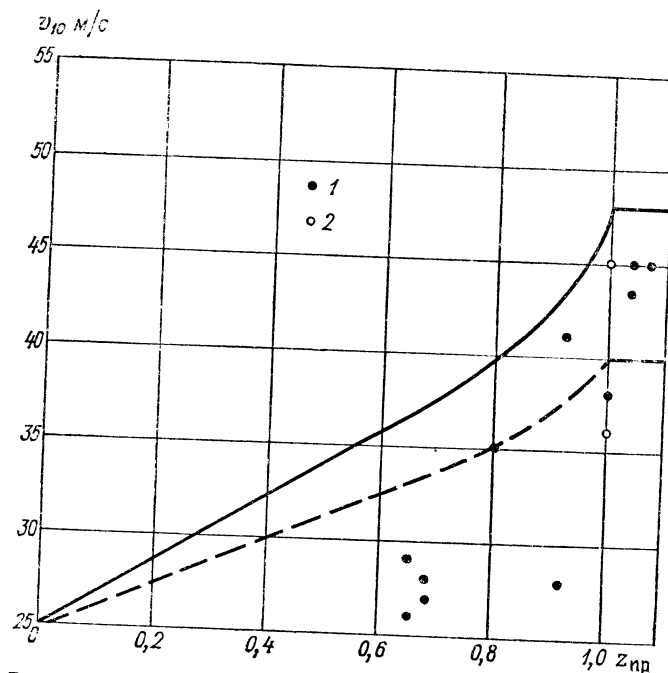


Рис. 6.4. Обобщенные фоновые зависимости максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для Уральских гор.  
Сплошная линия — для типа 2-5В-3; штрихпунктирная линия — для типов 2-5В-4 и 2-5В-3; 1 — данные ветровых съемок, 2 — данные ГМС.

с использованием фактических оценок  $v_{10}$  (подножие) для каждой конкретной области (см. пп. 6.1—6.3).

Таким образом, в качестве фонового изменения  $v_{10}$  по открытым участкам склонов для низогорных хребтов рекомендуется зависимость с увеличением  $v_{10}$  от 26—29 м/с у подножия до 40 м/с на гребне. Для основных хребтов скорости ветра на гребне увеличиваются до 48 м/с. Это несколько выше, чем было принято для гребневых зон аналогичных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая (соответственно 36 и 43 м/с) и, на наш взгляд, оправдано как имеющимися данными, так и тем, что невысокие Уральские горы создают очень резкий орографический контраст с окружающей равниной.

В табл. 6.3 приведены диапазоны оценок  $v_{10}$  для остальных областей и орографических условий Урала, основанные на дан-

Таблица 6.3

Распределение  $v_{10}$  по территории Урала

Область	Тип условий (по рис. 5.4)	$v_{10}$ м/с
Западные предгорья		
Северный, Средний и Южный Урал	2-3-1	24—32
	2-3-2	≤23
Восточные предгорья		
Северный и Средний Урал	2-3-1	24—26
	2-3-2	≤23
Южный Урал	2-3-1	25—30
	2-3-2	≤23
Межгорные депрессии		
Восточные и западные склоны Уральских гор	2-4-1	25—30
	2-4-2	≤23
Возвышенности и поднятия с $50 < \Delta z < 100$		
Восточные и западные склоны Уральских гор	2-5А-3	25—34
	2-5А-4	23—30

ных работы [48]. Как видно, в целом скорости ветра, примерно такие же, какие наблюдаются в аналогичных орографических условиях на Тянь-Шане и Памиро-Алае или на 3—5 м/с выше в отдельных областях. Так, на незащищенных участках предгорий западных склонов Урала они достигают 32 м/с, а на восточных — только 26 м/с. На юго-восточной периферии предгорий  $v_{10}$  достигают 30 м/с. В межгорных депрессиях (днища межгорных котловин и широких долин)  $v_{10}$ , как правило, не более 26 м/с, повышаясь в отдельных случаях до 30 м/с. В орографически защищенных условиях названных типов строения поверхности скорости не превышают 23 м/с. Такими они будут в узких склоновых долинах и ущельях, для которых данные ГМС отсутствуют.

На незащищенных участках различного типа поднятий с относительными высотами от 50 до 100 м  $v_{10}$  на 3—5 м/с выше, чем на окружающей территории и достигают 25—34 м/с. Для частично защищенных участков склонов они несколько ниже.

Для перехода от скоростей с 10-летней повторяемостью к скоростям с другими периодами повторения можно воспользоваться уравнениями (5.5.2), имеющими достаточную для практических целей точность.

В Бюро расчетов и справок Уральского и Башкирского управлений по гидрометеорологии для проектных институтов Минэнерго СССР были разработаны крупномасштабные карты ветрового



районирования рассмотренной территории Урала по скоростям ветра, вероятным один раз в 25 лет (автор был консультантом работ). Эти карты утверждены в качестве климатического норматива по региону для проектирования, строительства и эксплуатации энергетических объектов. Они построены на основании методического подхода, изложенного в этой книге, и соответствуют основным закономерностям территориального распределения  $v_{10}$ , полученным в настоящем разделе.

К сожалению, малоизученным остается вопрос о распространении и специфике режимов орографических штормовых ветров Урала, которые несомненно должны иметь место при таком сложном строении поверхности.

### 6.5. Сахалин

Сахалин вытянут в меридиональном направлении почти на 1000 км. Южная и центральная часть острова занята двумя также меридионально ориентированными горными системами — Западно-Сахалинскими (максимальная отметка 1,33 км) и Восточно-Сахалинскими (максимальная отметка 1,61 км) горами. Северная часть представлена обширной Северо-Сахалинской равниной с возвышенностями до 0,3—0,6 км. Характерной особенностью Сахалина является то, что горные цепи, идущие параллельно слабо изрезанной береговой черте, вплотную подступают к ней, образуя только узкую полосу прибрежных низменностей — от сотен метров до нескольких километров.

Между Западно-Сахалинскими и Восточно-Сахалинскими горами находится обширная межгорная депрессия — Тымь-Поронайская долина. В южной части острова расположены Сусунайская и Найба-Токойская низменности.

Северная и южная оконечности Сахалина имеют выступающие в море мысы: Марии и Елизаветы на севере, Крильон и Анива на юге. На восточном побережье далеко (на 100 км) в Охотское море выступает полуостров Терпения.

По сравнению с рассмотренными континентальными горными районами Сахалин отличается не только своим островным положением, но и муссонным характером климата умеренных широт. Результаты анализа территориального распределения максимальных скоростей ветра в горных районах Сахалина в качестве аналогов могут быть использованы для горных областей Приморского края и Камчатки.

Как уже отмечалось (п. 2.2), метеорологическая сеть Сахалина в основном сосредоточена на узкой полосе прибрежных низменностей (76 %) и в межгорных долинах (18 %) на высотных отметках до 100 м. Лишь примерно 6 % станций находится в узких склоновых долинах на высотах менее 300 м. Таким образом, горные склоны данными ГМС здесь не освещены совершенно.

Первое обобщающее исследование территориального распределения максимальных скоростей ветра на Сахалине было выполнено Р. П. Бернгротом. Базируясь только на данных станций, оно практически не освещало горных областей, хотя в нем и были использованы радиоветровые наблюдения на трех аэрологических станциях.

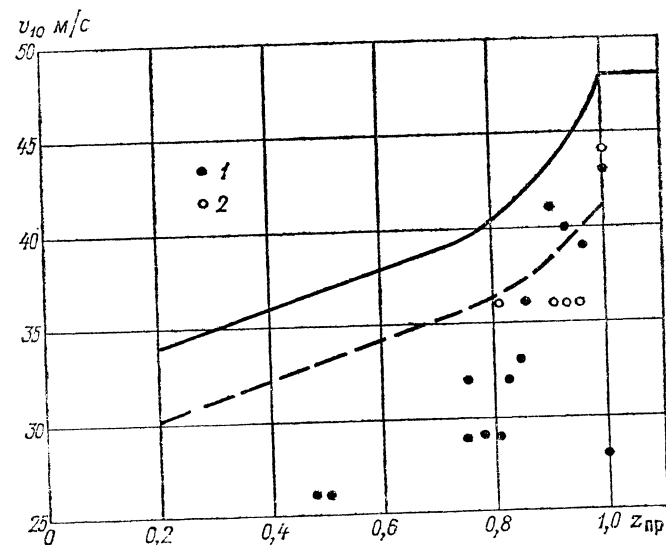


Рис. 6.5. Обобщенные фоновые зависимости максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для Сахалинских гор.

Сплошная линия — для типа 2-5В-3; штрихпунктирная линия — для типа 2-5В-4; 1 — данные ветровых съемок, 2 — данные АРМС.

В настоящем разделе для климатического анализа использованы не только многолетние данные 45 ГМС Сахалина, но очень ценные результаты анемосъемок, проведенных в 1976—1978 гг. в 14 пунктах трех районов гребневых зон Западно-Сахалинских гор: 1) на севере (широта г. Александровска-Сахалинского) в районе Армуданского перевала; 2) в средней части острова на широте г. Угльгорска в районе г. Подсека; 3) в южной части на широте г. Холмска в районе Холмского перевала. Кроме того, систематизированы и обработаны отрывочные измерения 11 автоматических радиометеорологических станций (АРМС), 7 из которых располагались на возвышенностях и хребтах от 0,1 до 1,61 км (высшая точка Сахалина гора Лопатина), и на четырех упомянутых мысах.

На рис. 6.5 показаны рекомендуемые к использованию высотные зависимости  $v_{10}(z_{пр})$  для орографически незащищенных (тип 2-5В-3) и частично защищенных (тип 2-5В-4) участков склонов гор, обращенных к морю. Они построены с учетом следующих



Таблица 6.4

Распределения  $v_{10}$  по территории Сахалина

Область	Тип условий (по рис. 5.4)	$v_{10}$ м/с
Прибрежная зона		
Западная и южная зоны от Рыбновска на севере до Невельска-Корсакова и Стародубского на юге Юго-восточная и восточная зоны от Стародубского на юге, включая все восточное побережье Полуостров Шмидта с Охинским перешейком, полуостров Терпения Выступающие в море мысы (Елизаветы, Терпения и др.)	2-3-1	36
	2-3-2	32
	2-3-1	32
	2-3-2	29
	2-3-6а	36
	2-3-6б	43
Низменности и межгорные долины		
Нижняя часть Поронайской долины (до Онора)	2-4-1	29
	2-4-2	26
Тымь-Поронайская долина от Онора до Ныша (на севере)	2-4-1	26
	2-4-2	23
Сусунайская долина южнее пос. Сокол	2-4-1	32
	2-4-2	29
Найба-Токойская долина севернее пос. Сокол	2-4-2	36
	2-4-2	32
Муравьевская низменность и Корсаковское плато	2-4-1	36
	2-4-2	32
Перешеек Поясок	2-5А-3	36
	2-5А-4	32
Северо-Сахалинская равнина	2-4-1	29—32
	2-4-2	26—29
Возвышенности Северо-Сахалинской равнины	2-5Б-3	29—36
	2-5В-4	26—29

предпосылок: 1) в верхней зоне склонов ( $z_{пр} = 0,8 \dots 1,0$ ) зависимости идут, как на обобщенном графике рис. 5.7; 2) в самой нижней части склонов, обрывающихся к морю, где скорости ветра в значительной мере определяются очертаниями береговой линии, зависимости обрываются ( $v_{10}$  здесь следует определять по фактическим данным ГМС); 3) учтено, что результаты, полученные по горным АРМС, скорее всего занижены, так как их наблюдения в основном относятся к теплomu периоду (зимой значительную часть времени ветроприемники не работали из-за полного обледенения).

Для внутренних склонов гор, ограничивающих Тымь-Поронайскую долину, следует пользоваться откорректированными высотными зависимостями, проходящими на участках склонов  $z_{пр} = 0 \dots 0,8$  через точки 29 и 40 м/с для типа 2-5В-3 и 25 и 36 м/с для типа 2-5В-4.

В соответствии с рис. 6.5, скорости ветра в среднем, начиная с  $z_{пр} = 0,2$ , растут от 34 м/с для орографически незащищенных участков склонов до 48 м/с на гребнях. В случае частичной орографической защищенности скорости ветра на 4—7 м/с ниже. Два пункта анемосъемки (Холмский-2 и Армудан-3) находились в узкой U-образной долине. Для них получено  $v_{10} = 22 \dots 23$  м/с. Это еще раз убедительно подтверждает установленную выше закономерность, что вне зависимости от физико-географического положения горной страны в орографически защищенных узких склоновых долинах скорости ветра не превышают 23—26 м/с.

Для Тымь-Поронайской долины  $v_{10} = 29$  м/с (тип 2-4-1) или 23—26 м/с (тип 2-4-2). Поэтому высотные зависимости  $v_{10}(z_{пр})$  здесь будут идти линейно от этих значений скоростей в зоне подножий ( $z_{пр} = 0$ ) до 40 и 36 м/с на уровнях  $z_{пр} = 0,8$ , а далее совпадают с показанными на рис. 6.5.

В табл. 6.4 приведены усредненные значения оценок  $v_{10}$  для различных областей и типов орографических условий Сахалина, исключая рассмотренные участки склонов с высотными зависимостями. Как видно из табл. 6.4, в прибрежных зонах западного и южного побережий  $v_{10}$  достигают 36 м/с, тогда как в восточной зоне 32 м/с. Для всех выступающих в море мысов следует принимать  $v_{10} = 43$  м/с. На узком Охинском перешейке и далеко выступающем в море полуострове Терпения рекомендуется оценка  $v_{10} = 36$  м/с (данные ГМС для этих районов отсутствуют).

Интересно, что в обширной Тымь-Поронайской долине  $v_{10}$  не превышают 26 м/с, т. е. такие же, как в котловинах континентальных районов гор Средней Азии. Однако на открытых низменностях юга острова, не защищенных горами (Сусунайская, Найба-Токойская и Муравьевская),  $v_{10}$  достигают 32—36 м/с, т. е. скорости ветра здесь заметно выше, чем в предгорьях Тянь-Шаня, Памиро-Аля и Урала (исключая районы с местными штормовыми ветрами). Однако они практически совпадают со скоростями равнинно-всхолмленной территории центральных и северных областей Казахстана.

Обширная Северо-Сахалинская равнина не освещена данными открыто расположенных станций. Исходя из результатов общего анализа здесь следует рекомендовать  $v_{10}$  до 29—32 м/с (за исключением западной прибрежной зоны, где  $v_{10} = 36$  м/с).

На холмистом перешейке Поясок по данным АРМС  $v_{10} = 36$  м/с на вершинах холмов и  $v_{10} = 32$  м/с на невозвышенных местах. На низких возвышенностях Северо-Сахалинской равнины, для которых  $100 < \Delta z < 250$  м,  $v_{10}$  увеличиваются для незащищенных участков склонов от 29—32 м/с в зоне подножий до 36 м/с в зоне их вершин (тип 2-5Б-3).

Более подробно вопрос о режиме максимальных скоростей на Сахалине (частота бурь, направление ветра и другие особенности) рассмотрен в специальном отчете КиргНИОЭ (Региональная карта нормативных ветровых районов Сахалина, — Фрунзе, 1978), который имеется в фондах КиргНИОЭ, РЭУ Сахалин-энерго, ДВО Энергосетьпроект и ВНИИЭ. В работе [122] содер-

жится краткая публикация по итогам этих исследований с вариантом построения высотной зависимости  $v_{10}$  в абсолютных высотах. Карта ветровых районов Сахалина, построенная Л. С. Ковалевой, обзор которой был приведен выше, утверждена и используется по Минэнерго СССР в качестве регионального климатического норматива для проектирования, строительства и эксплуатации энергетических объектов. В табл. 6.5 приведены соотношения между

Таблица 6.5

Соотношение скоростей ветра различной повторяемости

Ветровой район	Скорость ветра, м/с			Ветровой район	Скорость ветра, м/с		
	5 лет	10 лет	15 лет		5 лет	10 лет	15 лет
I	21	22	24	V	32	36	38
II	23	25	27	VI	35	39	42
III	26	29	31	VII	38	43	46
IV	29	32	34	VIII	42	48	51

максимальными скоростями, вероятными один раз в 10 лет (даны в градациях карты в соответствие с ПУЭ [134]) и один раз в 5 и 15 лет, полученными для Сахалина. Использование этих данных значительно расширяет возможности практического использования карты.

## Глава 7

### МАКСИМАЛЬНЫЕ ГОЛОЛЕДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ РАЙОНАХ

В действующих СНиП и ПУЭ [134, 154] в качестве основного параметра, характеризующего гололедную нагрузку, используется не масса гололедного осадка, приходящаяся на элемент конструкции единичной длины, а условная эквивалентная стена гололеда, имеющего плотность  $0,9 \text{ г/см}^3$  и образующего равномерный круговой цилиндрический осадок. Между ними имеет место соотношение

$$b = \left( \frac{p}{\gamma} + \frac{d^2}{4} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{d}{2}, \quad (7.1)$$

где  $b$  — толщина стенки гололедного осадка, см;  $p$  — масса осадка, г/м;  $\gamma$  — его плотность  $\text{г/см}^3$ ;  $d$  — собственный диаметр элемента конструкции (провода, троса и т. д.), см.

Полагая  $p$  г/100 см,  $\gamma = 0,9 \text{ г/см}^3$  и  $d = 1 \text{ см}$ , получим:

$$b = (0,354p + 0,25)^{\frac{1}{2}} - 0,5, \quad (7.2)$$

$$p = 283b(b + 1). \quad (7.3)$$

В изложении всюду наряду со стенкой  $b$  (мм) дается масса осадка  $p$  (кг/м). При этом их рассчитанные нормативные значения, вероятные один раз в 10 лет, приведены к высоте 10 м над поверхностью земли и диаметру провода (троса) 1 см.

В пп. 6.1 и 6.2 были приведены схемы ветрового районирования Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Ясно, что такие мелкомасштабные схемы носят не более чем иллюстративный характер, учитывая невозможность отразить на них даже мозаичный характер распределения  $v_{10}$  и  $b_{10}$  по территории. Полный эффект достигается только на крупномасштабных картах (1 : 500 000 и крупнее). Поэтому в главе 7 не приводятся схемы гололедных районирований. Наряду с подробным рассмотрением высотных зависимостей  $b_{10}$  и  $p_{10}$  в приведенных высотах в ней рассматриваются основные черты территориальных распределений максимальных отложений по типам орографических условий, что, на наш взгляд, является более наглядным.

#### 7.1. Тянь-Шань

Территория Тянь-Шаня может быть охарактеризована данными 83 метеорологических станций, ведущих инструментальные наблюдения за гололедом, а также результатами гололедных съемок, проведенных в 19 пунктах, расположенных преимущест-

венно в гребневой зоне хребтов. Основные результаты климатического анализа территориального распределения максимальных гололедных отложений изложены в работах [101, 102, 116]. Здесь же полученные результаты несколько уточнены, исходя из более длинных рядов ГМС и более широких обобщений, проведенных для всей Средней Азии.

Как и для максимальных скоростей ветра, для максимальных гололедных отложений из-за ограниченности исходных данных (даже с учетом гололедных съемок) целесообразно использовать обобщенные высотные зависимости для всей горной территории Средней Азии. На этой территории имеется всего 10 ГМС с инструментальными наблюдениями за гололедом, расположенных на относительно открытых участках склонов и гребней хребтов (табл. 7.1). Имеющиеся данные станций и гололедных съемок,

Таблица 7.1

Местоположение, тип орографических условий, высота, гололедные отложения, вероятные один раз в 10 лет, по данным ГМС Средней Азии, расположенных на периферийных хребтах с относительными высотами 300 м и более

Станция (пункт)	Местоположение	Тип условий (по рис. 5.4)	$z_{абс}$ км	$z_{пр}$ [по (5.4.1)]	$b_{10}$ мм
Тянь-Шань					
Аксуран	Гребень	2-5В-3	1,23	1,00	31
Курдай	Перевал	2-5В-3	1,15	1,00	27
Санташ	Перевал	2-5В-4	2,30	0,95	20
Чаян	Подношья	2-5В-3	0,37	0,13	11
Юбилейная	Склоп	2-5В-4	2,40	0,60	18
Памиро-Алай					
Джизакский	Перевал	2-5В-3	0,79	1,00	24
Чормозак	Гребень	2-5В-3	1,76	1,00	30
Санглок	Гора	2-5В-3	2,24	1,00	36
Анзобский	Перевал	2-5В-3	3,37	1,00	29
Копетдаг					
Хейрабад	Гребень	2-5В-3	2,03	1,00	15

соответствующие толщине стенки осадка, вероятной один раз в 10 лет, нанесены на график рис. 7.1, на котором указаны рекомендуемые высотные зависимости  $b_{10}(z_{пр})$  для орографически незащищенных (тип 2-5В-3) и частично защищенных (тип 2-5В-4) участков склонов периферийных хребтов с относительными высотами 300 м и более.

Как видно из рис. 7.1, зависимость для типа 2-5В-3 проведена как верхняя огибающая опытного поля точек. В соответст-

вии с ней толщина гололедной стенки  $b_{10}$  линейно растет от 10 мм (0,57 кг/м) у подношья хребтов до 45 мм (7,0 кг/м) в зоне гребней. Зависимость для типа 2-5В-4 проходит как верхняя огибающая поля точек, соответствующих данным ГМС. Для нее  $b_{10}$  увеличивается также линейно от 10 мм (0,57 кг/м) у подножий до 35 мм (4,5 кг/м) на гребнях хребтов.

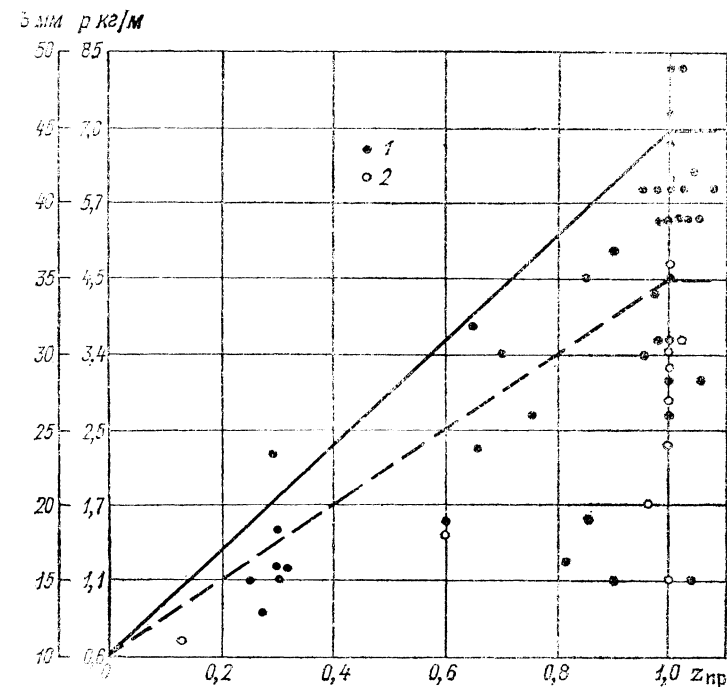


Рис. 7.1. Обобщенные фоновые зависимости максимальной массы и эквивалентных стенок гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для гор и возвышенностей Средней Азии.

Сплошная линия — для типов 1-5В-3 и 2-5В-3; штрихпунктирная линия — для типов 1-5В-4, 2-5В-4, 1-5В-3 и 2-5В-3; 1 — данные ветровых съемок, 2 — данные ГМС.

Следует заметить, что  $b_{10}$  в зоне подножий хорошо контролируются данными ГМС. Там, где нет орографического усиления гололедных процессов, значения  $b_{10}$  не превосходят 8—12 мм (в среднем 10 мм). При наличии такого усиления в зоне подножий необходимо пользоваться откорректированными высотными зависимостями, проходящими через фактическое значение  $b_{10}$  (подножие) и через  $b_{10} = 45$  мм или  $b_{10} = 35$  мм (гребень).

Следует особо подчеркнуть, что зависимости рис. 7.1 ни в коей мере нельзя считать завышенными. Опытные данные, полученные для их построения, соответствуют данным либо гололедных стан-

ков ГМС, либо данным вертикальных стержней, которые использовались для гололедных съемок в Средней Азии. Данные станков при больших массах осадков безусловно занижены (см. п. 3.8) по сравнению с данными закручивающегося провода. Данные вертикальных стержней, хотя и в значительно меньшей степени, но тоже занижают результаты. Имеются немногочисленные, но все же убедительные факты, что нагрузка на проводе может быть существенно бо́льшая. Так, на гребне высотой около 2 км на тресе-оттяжке антенной системы замерено отложение массой 17 кг/м, а на гребнях высотой около 3,0—3,6 км на опытных пролетах и действующих ВЛ — до 20 кг/м. Случаи аварий на ВЛ, находящихся на гребнях хребтов, также подтверждают реальность таких осадков (ВЛ Чимкент — Байжансай, Джалал-Абад — Казарман, Кочкорка — Нарын и др.).

К сожалению, до конца не ясен вопрос, являются ли отложения массой 15—20 кг/м и более типичными для 10-летней повторяемости на гребнях периферийных хребтов Средней Азии или они связаны с более редкими гололедными процессами и приурочены только к локальным участкам с особо благоприятными орографическими условиями. Поэтому зависимости рис. 7.1, на наш взгляд, отражают не верхний предел распределения  $b_{10}$  по склону, а их средние фоновые значения.

Для оконечностей отрогов и низких возвышенностей Тянь-Шаня (Чу-Илийские горы и др.) с относительными высотами от 100 до 250 м (тип 2-5Б-3) рекомендуется использовать зависимость для типа 2-5В-4, показанную на рис. 7.1 штрихпунктирной линией. Если же относительная высота возвышенности составляет 50—100 м, то для ее вершины следует принять  $b_{10}$  на 5—10 мм выше, чем для окружающего района. Эти рекомендации, как и для максимальных скоростей, получены из общего климатического анализа и данных гололедных съемок, проведенных на возвышенностях в Туркмении.

Для внутренних хребтов выше уровня их блокировки внешними цепями (примерно выше 3,5 км; см. п. 6.1), т. е. для типов 3-5\*-3 и 3-5\*-4, следует пользоваться соответствующими зависимостями рис. 7.1. Это подтверждается данными пунктов съемки, проведенной на целом ряде таких хребтов. Для внутренних хребтов ниже уровня блокировки рекомендуется принять малоградиентную высотную зависимость, проходящую по точкам: фактическое значение  $b_{10}$  (подножие) и  $b_{10} = 15$  (20) мм (гребень). При этом  $b_{10} = 20$  мм следует использовать при особо ответственных решениях, так как это значение в большинстве случаев дает запас в 5 мм.

В табл. 7.2 приведены фоновые оценки  $b_{10}(p_{10})$  для различных типов орографических условий Тянь-Шаня, исключая рассмотренные типы с высотными зависимостями. Как видно из таблицы, в периферийных районах значения отложений изменяются от 5 мм (0,2 кг/м) до 20 мм (1,7 кг/м). Причем относительно бо́льшие отложения, соответствующие толщине стенки 15—20 мм

Таблица 7.2

Усредненные фоновые оценки максимальных гололедных отложений, вероятных один раз в 10 лет, для Тянь-Шаня (исключая типы с высотными зависимостями)

Тип орографических условий	Тип условий (по рис. 5.4)	$b_{10}$ мм	$p_{10}$ кг/м
Периферийные горные районы			
Предгорные равнины до подошвы склонов	2-3-1	10	0,6
	2-3-2	5—10	0,2—0,6
	2-4-1	10	0,6
Днища межгорных впадин	2-4-2	5—10	0,2—0,6
	2-5А-3	15—20	1,1—1,7
Низкие холмообразные возвышенности	2-5А-4	10—15	0,6—0,1
	2-5Б-5	5—10	0,2—0,6
	2-5В-5	5—10	0,2—0,6
Тальвеги узких склоновых долин независимо от высоты			
Внутренние горные области			
Днища межгорных впадин	3-4-1	5—10	0,2—0,6
	3-4-2	5	0,2
Восточная часть Иссык-Кульской котловины	3-4-6	15	1,1
Тальвеги узких склоновых долин независимо от высоты	3-5-5	5—10	0,2—0,6
	3-5*-5	5—10	0,2—0,6

(1,1—1,7 кг/м), наблюдаются на невысоких холмообразных возвышенностях с  $100 < \Delta z < 250$  м, которые можно рассматривать здесь как локальные зоны орографического усиления гололедных процессов. На основной части территории предгорных равнин фоновые  $b_{10}(p_{10})$  составляют 5—10 мм (0,2—0,6 кг/м). Здесь наблюдается обычно малоградиентная высотная зависимость, когда в нижней части предгорий гололедные осадки соответствуют 5—7 мм, а в верхней части (у подошвы склонов) приближаются к 10—12 мм (до 0,8 кг/м). Степень местной защищенности (различия для типов 2-3-1 и 2-3-2), как правило, сказывается только на отложениях плотной изморози, наблюдающейся при скорости ветра 5—10 м/с.

В днищах межгорных впадин периферийных районов имеет место та же картина: в полуоткрытых впадинах (Чуйской и Таласской) фоновые значения  $b_{10} = 10$  мм (0,6 кг/м), а в закрытых (Ферганской, Нарынкольской, Текесской и Сарыджазской)  $b_{10} = 5$  мм; осадки в нижней центральной части днищ вызываются в основном кристаллической изморозью. В повышенных предсклоновых областях днищ у подножий  $b_{10} = 10 \dots 12$  мм. Непосредственно в зоне подножий восточной части Ферганской котловины возможны редкие отложения налипающего мокрого снега, тогда в локальных районах  $b_{10}$  достигают 15 мм (1,1 кг/м). На основной части территории котловины  $b_{10} = 5$  мм (0,2 кг/м).

Наиболее низкие значения отложений наблюдаются в тальвегах узких склоновых долин и ущелий, где, как правило,  $b_{10} \leq$

$\leq 5$  мм (0,2 кг/м). Только в устьевых, расширенных и верхних частях таких долин  $b_{10} = 10$  мм (0,6 кг/м).

Во внутренних областях Тянь-Шаня значения отложений в целом несколько ниже, чем во внешних областях, хотя на первый взгляд это и не особенно видно из табл. 7.2. В днищах впадин осадки, как правило, связаны с кристаллической изморозью и  $b_{10} \leq 5$  мм (0,2 кг/м). Только редкие отложения мокрого снега и плотной изморози в отдельных районах увеличивают  $b_{10}$  до 10 мм. В восточной части Иссык-Кульской котловины (примерно с меридиана с. Покровка) вследствие общего орографического эффекта значения  $b_{10}$  возрастают до 15 мм (1,1 кг/м). В тальвегах V-образных склоновых долин, как правило,  $b_{10} \leq 5$  мм (0,2 кг/м). Наряду с замкнутыми котловинами здесь наблюдаются самые низкие значения гололедных отложений.

Для оценки отложений других периодов повторения достаточно воспользоваться уравнениями (5.5.1), имеющими средние квадратические погрешности около  $\pm 1$  мм.

Карта гололедного районирования Тянь-Шаня используется в качестве климатического норматива по региону с 1972 г. для проектирования, строительства и эксплуатации энергетических объектов [116]. Накопленный опыт эксплуатации ВЛ подтвердил правильность отраженных в ней основных закономерностей территориального распределения максимальных гололедных осадков.

## 7.2. Памиро-Алай

Распределение максимальных гололедных отложений на территории Памиро-Алая может быть изучено по данным инструментальных наблюдений 49 станций и результатам гололедных съемок, проведенных в 12 пунктах. Основные результаты климатического анализа территориального распределения максимальных гололедных отложений изложены в [121, 132, 133]. Ниже они приводятся на основании этих работ и наблюдений метеостанций, а также обобщенных высотных зависимостей, полученных в п. 7.1 для всей горной территории Средней Азии с учетом имеющихся здесь материалов гребневых и склоновых ГМС (табл. 7.1) и гололедных съемок, проведенных в 45 пунктах.

Таким образом, генерализированные высотные зависимости в приведенных высотах (рис. 7.1) следует использовать и для хребтов Памиро-Алая. При этом зависимость, показанная на рис. 7.1 сплошной линией, соответствует орографически незащищенным участкам склонов останцовых гор и периферийных хребтов с относительными высотами 300 м и более (тип 2-5В-3), а также верхним частям внутренних хребтов выше уровня их блокировки внешними цепями (тип 3-5\*-3). Гололедные осадки, вероятные один раз в 10 лет, линейно увеличиваются с высотой в среднем от 10 мм (0,57 кг/м) у подножий до 45 мм (7 кг/м)

на гребнях хребтов. Зависимость, показанная штрихпунктирной линией, соответствует частично защищенным участкам склонов хребтов (типы 2-5В-4 и 3-5\*-4), а также орографически незащищенным участкам склонов периферийных хребтов с относительными высотами от 100 до 250 м (тип 2-5В-3). Значения отложений, согласно этой зависимости, линейно возрастают от  $b_{10} = 10$  мм (0,57 кг/м) у подножий до  $b_{10} = 35$  мм (4,5 кг/м) в зоне гребней. В тех случаях, когда фактические  $b_{10}$  у подножий отличаются от фоновых значений (10 мм), необходимо использовать откорректированные зависимости, проведенные через фактические значения  $b_{10}$  у подножий и  $b_{10} = 35$  или  $b_{10} = 45$  мм на гребнях хребтов.

Для гребневых зон оконечностей периферийных отрогов и низких гор с относительными высотами от 50 до 100 м (тип 2-5А-3) следует значение  $b_{10}$  принять на 5–10 мм больше, чем для окружающей равнинной территории.

Для внутренних хребтов на высоте ниже уровня их блокировки, согласно [132, 133], значения  $b_{10}(p_{10})$  линейно возрастают от 10 мм (0,57 кг/м) у подножий до 25 мм (2,5 кг/м) на гребнях.

Используя эти зависимости, следует помнить, что они дают только усредненный фон высотного распределения  $b_{10}$  и, как уже отмечалось в п. 7.1, ни в коей мере не завышают значения вероятных осадков. На вершинах и пиках и хорошо выраженных перевалах с местными перетоками воздуха, когда создаются благоприятные условия для орографического усиления отложений плотных изморозей и емесей, масса осадков может быть значительно больше и достигать 10 и даже 20 кг/м.

В табл. 7.3 приведены фоновые оценки  $b_{10}$  и  $p_{10}$  для климатически однородных типов на территории Памиро-Алая, т. е. за исключением участков склонов хребтов с высотными зависимостями. Данные этой таблицы за небольшим исключением совпадают с данными, приведенными в табл. 7.2 для Тянь-Шаня, что вполне естественно, учитывая большую общность их физико-географических и климатических условий. Точно также в предгорных равнинах может наблюдаться малоградиентная высотная зависимость в пределах изменений  $b_{10}$  от 5 до 10 мм. В качестве фона (тип 2-3-1) здесь лучше принять  $b_{10} = 10$  мм (0,57 кг/м), уменьшая эти значения до 5 мм в защищенных условиях (тип 2-3-2) и в пониженных зонах предгорных равнин. В днищах межгорных впадин оценки аналогичны,  $b_{10} = 5 \dots 10$  мм. Только в микрокотловинных расширениях и устьевых частях V-образных долин южного склона Гиссарского хребта (тип 2-4-6) при отложениях мокрого снега осадки могут возрастать до 15–20 мм (1,1–1,7 кг/м). В остальных случаях в V-образных склоновых долинах  $b_{10} = 5 \dots 10$  мм (0,2–0,6 кг/м).

Самые низкие гололедные осадки наблюдают в высокогорных котловинах Центрального Памира. Они связаны почти исключительно с кристаллической изморозью, когда  $b_{10}$  не превышает 5 мм (0,2 кг/м). Такие же малые значения осадков (до 5 мм) отмечаются в тальвегах узких склоновых долин на высотах ниже

Таблица 7.3

Усредненные фоновые оценки максимальных гололедных отложений, вероятных один раз в 10 лет, для Памиро-Алая (исключая типы с высотными зависимостями)

Тип орографических условий	Тип условий (по рис. 5.4)	$b_{10}$ мм	$p_{10}$ кг/м
Периферийные горные районы			
Предгорные равнины до подошвы склонов	2-3-1	10	0,6
	2-3-2	5—10	0,2—0,6
	2-4-1	10	0,6
Днища межгорных впадин	2-4-2	5—10	0,2—0,6
	2-4-6	15—20	1,1—1,7
Микрокотловины южного склона Гиссарского хребта	2-5А-3	15—20	1,1—1,7
Низкие холмообразные возвышенности	2-5А-4	10—15	0,6—1,1
Тальвеги узких склоновых долин независимо от высоты	2-5В-5	5—10	0,2—0,6
	2-5В-5	5—10	0,2—0,6

## Внутренние горные области

Днища межгорных впадин	3-4-1	5—10	0,2—0,6
	3-4-2	5	0,2
	3-5-5	5	0,2
Тальвеги узких склоновых долин	3-5*-5	5—10	0,2—0,6

уровня блокировки (тип 3-5-5). Лишь выше уровня блокировки значения могут возрасти в таких долинах до 10 мм (0,6 кг/м).

Рассмотренный фон территориального распределения  $b_{10}(p_{10})$  отражен на карте гололедного районирования Памиро-Алая, составленной А. П. Поповой [133]. Эта карта находит успешное применение в качестве климатического норматива по региону уже в течение 10 лет для проектирования, строительства и эксплуатации энергетических объектов. Для перехода от стенок, вероятных один раз в 10 лет, к стенкам, вероятным один раз в 5, 15 и 25 лет, могут быть использованы уравнения (5.5.1), обеспечивающие точность расчетов около 1—2 мм.

### 7.3. Копетдаг, низкие горы и возвышенности Средней Азии и Казахстана

Здесь рассматривается вопрос о максимальных значениях гололедных отложений для той же группы низких хребтов, останцовых гор и возвышенностей, которые были перечислены вначале п. 6.3. Для анализа могут быть использованы данные семи станций — шесть приведены в табл. 7.4 и одна (ГМС Хейрабад) в табл. 7.1, а также результаты климатического анализа, изложенные в пп. 7.1 и 7.2, результаты гололедных съемок на возвы-

Таблица 7.4

Тип орографических условий, высота и гололедные отложения, вероятные один раз в 10 лет, по данным ГМС Средней Азии и Казахстана, расположенных на низких горах равнинной части территории

Станция	Тип условий (по рис. 5.4)	$z_{абс}$ км	$z_{пр}$ [по (5.4.1)]	$b_{10}$ мм	$p_{10}$ кг/м
Средняя Азия					
Кулкудук	1-5В-3	0,33	0,60	7	0,34
Казахстан					
Аркалык	1-5В-3	0,39	1,10	26	2,65
Берчогур	1-5В-3	0,41	0,50	25	2,48
Джетыгара	1-5В-3	0,28	0,30	12	0,75
Каркаралинск	1-5В-3	0,81	0,30	11	0,65
Мугоджарская	1-5В-3	0,40	0,75	22	2,06

шенностях и в горах Туркмении, опыт эксплуатации ВЛ и других сооружений. Приводимые ниже сведения о проектных решениях и опыте эксплуатации ВЛ были любезно предоставлены климатологами КазНИИ энергетики и Казахских Отделений институтов Энергосетьпроект и Сельэнергопроект. Важные обобщения этих данных содержатся в работах [42, 43, 124].

Как и для максимальных скоростей ветра, наиболее просто вопрос о высотных зависимостях  $b_{10}(z_{пр})$  решается для горных цепей Копетдага, останцовых гор и возвышенностей с относительными высотами 300 м и более. Для них следует использовать зависимости рис. 7.1, соответствующие типам 2-5В-3 и 2-5В-4. Данные станций типа 1-5В-3 хорошо вписываются в поле точек графика 7.1. Тогда для орографически незащищенных участков склонов гор типа 1-5В-3 рекомендуется зависимость для типа 2-5В-3, а для частично защищенных участков (т. е. типа 1-5В-4) — зависимость для типа 2-5В-4.

Имеющийся опыт эксплуатации ВЛ убедительно подтверждает эти рекомендации. Так, на ВЛ, проходящих по склонам гор Мугоджары на высоте до 400 м, отмечены отложения плотной изморози и смесей массой до 5—9 кг/м. И это не на самом гребне гор! В горах Улытау на трассе ВЛ Джезказган—Ленинск на высоте около 450 м отмечены гололедные осадки массой до 3—5 кг/м и более. В практике проектирования ВЛ, пересекающих горы, используются следующие повысотные значения толщины стенок гололеда: 175—250 м — 15 мм, 250—325 м — 20 мм, 325—400 м — 25 мм, 400—475 м — 30 мм, 475—550 м — 35 мм, 550—625 м — 40 мм и 625—700 м — 45 мм. Хорошо видно, что проектное решение совпадает с зависимостью рис. 7.1 для типов 2-5В-3 и 1-5В-3. Точно также на хр. Кызыл-Джар (отрог Джунгарского

Алатау), ориентированном с северо-запада на юго-восток и имеющего высоты гребневой линии от 500 до 1000 м (подножие около 400 м), на ВЛ Талды-Курган — Уштобе замерены осадки массой до 5,5 кг/м.

С уменьшением относительных высот гор до 300 м и ниже максимальные гололедные отложения уменьшаются. Имеющиеся данные позволяют рекомендовать для гор с относительными высотами гребней от 100 до 250 м, т. е. типа 2-5Б-3, высотную зависимость для типа 2-5В-4, показанную на рис. 7.1 штрихпунктирной линией. В этом случае максимальная фоновая оценка  $b_{10}$  на гребне соответствует 35 мм (4,5 кг/м). Подтверждение этому можно также найти в опыте эксплуатации ВЛ. Так, на увалах Уральской области Казахстана с относительными высотами до 200 м отмечены отложения массой 4—9 кг/м, вызывавшие аварии на ВЛ, первоначально запроектированные на нагрузки до 2 кг/м. В практике проектирования сельских ВЛ здесь используется следующее высотное распределение  $b_{10}$ : до 25 м — 10 мм, 25—75 м — 15 мм, 75—120 м — 20 мм, 125 м — 22 мм, 135 м — 23 мм и далее добавляется один мм на каждые 10 м высоты. Это значит, что на высоте 200 м толщина гололедной стенки принимается равной 30—32 мм. Следовательно, и в этом случае проектное решение совпадает с рекомендуемой зависимостью рис. 7.1 для типа 1-5Б-3.

Аналогично в горах Жарылган, идущих с северо-запада на юго-восток юго-западнее оз. Балхаш (отрог Чу-Илийских гор) и имеющих высоту гребневой линии до 500—600 м (подножие 350—400 м), на ВЛ ж. д. ст. Чиганак — ж. д. ст. Хантау зарегистрированы гололедные отложения массой до 4—6 кг/м. Характерно, что такие осадки отмечаются в гребневой зоне на наветренном северо-восточном склоне гор.

Во всех случаях использования фоновых зависимостей рис. 7.1, если нагрузки в зоне подножий отличаются от  $b_{10} = 10$  мм, следует выполнить их корректировку обычным методом. Линейные зависимости строятся по парам точек: фактическое значение  $b_{10}$  (подножие) и  $b_{10} = 15$  мм (гребень) или фактическое значение  $b_{10}$  (подножие) и  $b_{10} = 35$  мм (гребень).

Для вершин самых низких возвышенностей с относительными высотами от 50 до 100 м (тип 1-5А-3) значения  $b_{10}$  должны быть на 5—10 мм больше, чем для окружающей равнины, т. е. должны быть равны 15—20 мм (1,1—1,7 кг/м). Это вытекает из имеющихся единичных данных гололедных съемок, опыта эксплуатации ВЛ и результатов проведенного климатического анализа.

Разумеется, в горах и на возвышенностях с относительными высотами более 100 м для орографически защищенных тальвегов узких склоновых долин и ущелий (типы 1-5Б-5 и 1-5В-5) нагрузки, как и во всех остальных аналогичных случаях, следует принимать равными  $b_{10} = 5 \dots 10$  мм (до 0,6 кг/м).

В работе [43] приведена уточненная карта гололедного районирования центральных областей Казахстана с учетом удлиненных рядов ГМС и накопленного опыта эксплуатации ВЛ. Приво-

димые в ней высотные зависимости  $b_{10}$  в абсолютных высотах для Казахского мелкосопочника и гор Улытау хорошо вписываются в более общие решения и рекомендации настоящего раздела.

#### 7.4. Урал

Предгорья Уральских гор характеризуются гораздо меньшей изменчивостью высот подножий хребтов, чем это имеет место в Средней Азии и Казахстане. Так, подножия основных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая имеют диапазон высотных отметок примерно от 300—500 м до 1,0—1,2 км, а останцовые горы пустынь и увалы могут начинаться даже с высотных отметок, близких к нулевым. На Урале западные предгорья начинаются на высоте около 100 м и заканчиваются на высоте около 400 м. Если включить сюда вершины холмообразных возвышенностей в предгорьях (не освещены данными ГМС), то эти высоты следует увеличить до 500 м. Несколько выше лежат межхребтовые депрессии (долины и котловины) западных склонов. Их диапазон высот колеблется от 250 до 500—600 м. Зауральский пепелен имеет высоты от 200 до 450 м. Таким образом, относительные изменения высот для типов 2-3-1 и 2-4-1 как западных, так и восточных предгорий составляет около 300—400 м. Предгорья начинаются на высоте 100—200 м и заканчиваются у подножий основных хребтов на высоте 400—500 м.

А. Д. Наумовым выполнен климатический анализ территориального распределения максимальных гололедных отложений, вероятных один раз в 25 лет, на основании данных станций и проведенных гололедных съемок в гребневых зонах хребтов Урала. Основные полученные результаты содержатся в работе [93]. Ниже эти результаты приводятся применительно к оценкам отложений, вероятным один раз в 10 лет, как это принято всюду в настоящей работе.

Области предгорий Урала сравнительно хорошо освещены данными станций, которые показывают наличие здесь высотных зависимостей для гололедных отложений. На рис. 7.2 приведены обобщенные зависимости максимальных гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от абсолютной высоты места для западных и восточных предгорий. Получить их в абсолютных высотах удалось благодаря примерной одинаковости высотных характеристик начала и конца предгорий. Как видно из рис. 7.2, для орографически незащищенных участков западных предгорий (тип 2-3-1) гололедные осадки линейно увеличиваются от 10 мм (0,6 кг/м) на высоте около 100 м до 25—30 мм (2,5—3,4 кг/м) на высоте 400—500 м. Для восточных предгорий (тип 2-3-1) и днищ межхребтовых депрессий западных предгорий (тип 2-4-1) высотная зависимость выражена слабее: осадки увеличиваются примерно от 5—10 мм на высоте 100—200 м до 15—20 мм (1,1—1,7 кг/м) на высоте 400—500 м. Для орографически защищенных



условий предгорий (типы 2-3-2 и 2-4-2) западных и восточных склонов высотная зависимость практически отсутствует. В этом случае достаточно принять в качестве фоновой оценки  $b_{10} = 10$  мм.

Если исходить из принятых выше критериев для различных классов хребтов в относительных высотах, то условно называемые далее низкими хребты и кряжи западных склонов Урала, имеющие относительные высоты гребней от 100 до 250 м, соответствуют абсолютным высотам до 700 м (класс гор Б). Класс

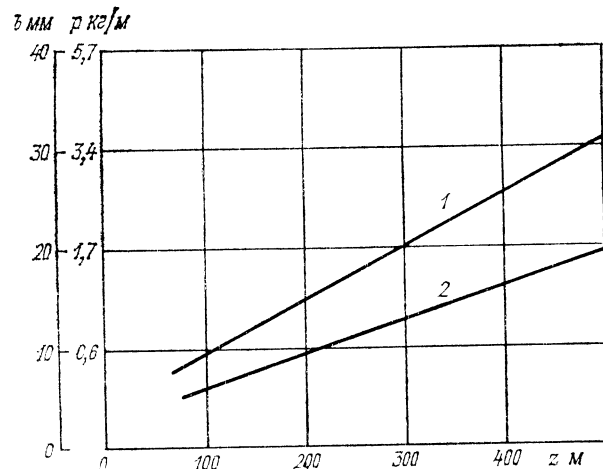


Рис. 7.2. Обобщенные фоновые зависимости максимальных масс и эквивалентных стенок гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от абсолютной высоты места для орографически незащищенных участков западных (1) и восточных (2) предгорий Урала (предгорных равнин — тип 2-3-1 и межхребтовых депрессий — тип 2-4-1).

хребтов типа В ( $\Delta z \geq 300$  м), которые также условно называются далее высокими, имеет абсолютные отметки 700 м и более (700—1500 м для изучаемой территории). Разумеется, приведенными выше зависимостями рис. 7.2 исчерпывается возможность получения такого рода обобщений в абсолютных высотах.

На рис. 7.3 показаны обобщенные высотные зависимости максимальных гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, для высоких хребтов западных склонов Урала, полученные по данным гололедных съемок и двух гребневых ГМС: Полудов Камень ( $z = 0,53$  км,  $b_{10} = 61$  мм) и Таганай гора ( $z = 1,11$  км,  $b_{10} = 76$  мм). При этом данные ст. Полудов Камень, относящиеся к низким хребтам, нанесены условно для подтверждения больших отложений на Таганай горе (76 мм, или 18,5 кг/м).

Как видно из рис. 7.3, максимальные гололедные отложения медленно увеличиваются до  $0,5 z_{пр}$ , а затем наблюдается их линейная высокоградиентная зависимость от приведенной высоты места. Сплошная линия на рисунке, как обычно, соответствует орографически незащищенным участкам склонов (тип 2-5В-3), а штрихпунктирная — частично защищенным участкам (тип 2-5В-4). Некоторое отличие этих зависимостей от полученных для Средней Азии (рис. 7.1) состоит в том, что они продолжены в об-

ласть  $z_{пр}$  до 1,1 км, т. е. в область вершин, поднимающихся выше средней высоты гребня. Для Урала это весьма характерно, когда гребневая линия имеет вершины-гольцы, лишенные растительности за счет резкого увеличения на них повторяемости жесточких ветров в холодный период с большими гололедными осадками, не

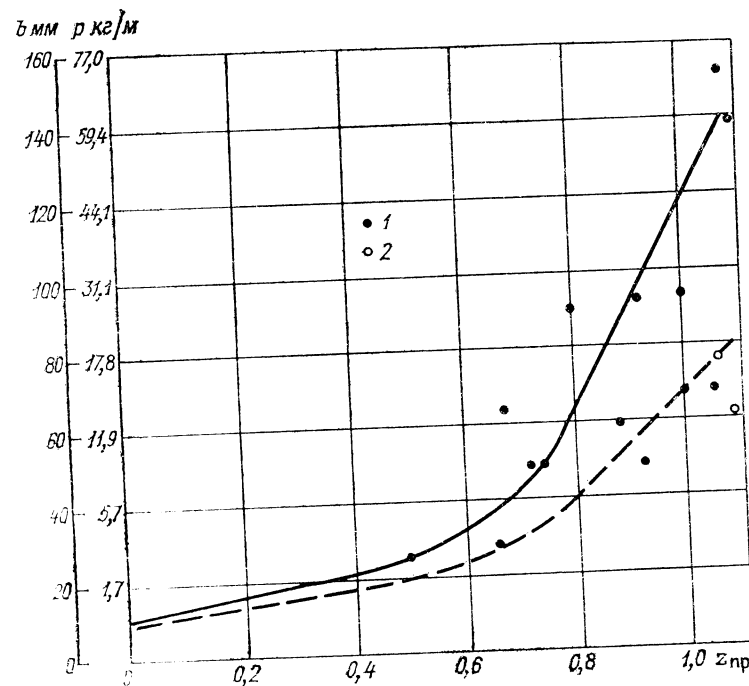


Рис. 7.3. Обобщенные фоновые зависимости максимальных масс и эквивалентных стенок гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для высоких хребтов западных склонов Уральских гор.

Сплошная линия — для типа 2-5В-3; штрихпунктирная линия — для типа 2-5В-4; 1 — данные ветровых съемок, 2 — данные ГМС.

позволяющими выживать здесь древесной растительности. При этом нижняя линия зоны гольцов обычно резко очерчена и располагается ниже макушек на 50—100 м.

В соответствии с рис. 7.3, гололедные отложения для типа 2-5В-3 на западных склонах Уральских гор увеличиваются от 10 мм в зоне подножий, представленных днищами депрессий и долин, до 120 мм (44 кг/м) на уровне средних высот гребней хребтов и до 140 мм (60 кг/м), а в отдельных случаях даже более, на выступающих вершинах-гольцах. Достаточно напомнить, что по данным гололедной съемки, проведенной в течение трех лет, на одной из таких вершин зарегистрирован осадок смеси на опытном пролете, равный 86 кг/м (см. п. 3.8). Зависимость для

типа 2-5В-4 проведена так, что проходит через точки  $b_{10} = 10 \dots 15$  мм в зоне подножий и около 70 мм (16 кг/м) на средних высотах гребней, достигая 80 мм (18 кг/м) в складках гольцовой зоны вершин.

К сожалению, для низких хребтов Урала прямые данные весьма ограничены. Здесь имеется одна уже упоминавшаяся станция Полюдов Камень ( $z = 0,53$  км,  $b_{10} = 61$  мм, или 12,3 кг/м) и три пункта гололедной съемки (Биктарь, Алатау-1 и Алатау-2), для которых рассчитанные  $b_{10}$  равны соответственно 18, 39 и 63 мм. Используя эти данные и результаты предыдущего анализа, мы построили высотные зависимости для низких хребтов западных склонов Урала, показанные на рис. 7.4. Для типа 2-5В-3 зависимость проходит через  $b_{10} = 15$  мм (1,1 кг/м) в зоне подножий и 70 мм (16 кг/м) на их гребнях. Гольцовая зона здесь отсутствует, и поэтому зависимости не продолжены выше  $z_{пр} = 1,0$ . Для типа 2-5В-4 высотная зависимость от подножия до гребня идет через точки  $b_{10} = 15$  и 50 мм (8,5 кг/м).

Еще хуже освещены данными восточные склоны хребтов Зауралья, т. е. хребтов, лежащих восточнее осевой линии горных цепей. Здесь нет ни одной открыто расположенной станции и имеются только два пункта гололедной съемки на хребте Крыхтытау. Их данные в поле графика рис. 7.4 нанесены крестиком. Как видно, они вписываются в решение, полученное для низких хребтов западных склонов. Учитывая, что на хребтах, расположенных восточнее осевой линии гор, осадки должны быть меньше, чем на хребтах, образующих западные склоны, рекомендуется для высоких хребтов Зауралья использовать зависимости рис. 7.4, а именно: зависимость, показанную сплошной линией, использовать для типа 2-5В-3, а штрихпунктирной — для типа 2-5В-4. Но это справедливо, если хребты Зауралья несколько ниже среднего уровня гор осевой зоны. Для вершин хребтов, превышающих этот уровень, следует определять максимально гололедные осадки на гребнях по зависимостям рис. 7.3.

В узких V-образных склоновых и межгорных долинах Уральских гор станций нет. Однако для этого типа рельефных условий (типы 2-5В-5 и 2-5В-5) хребтов, расположенных как западнее, так и восточнее осевой линии, с полной уверенностью можно рекомендовать  $b_{10} = 5 \dots 10$  мм. Это решение имеет хорошую аналоговую обоснованность, а также подтверждается прямыми данными ГМС Урала, расположенными в защищенных условиях межхребтовых депрессий и более широких долин Урала.

Полученные в настоящем разделе значения отложений для гребневых зон Урала значительно выше, чем для горных районов Средней Азии и Казахстана. Как будет видно из следующего раздела, они также выше, чем для Сахалина. На наш взгляд, объясняется это следующим. Как для Урала, так и для Сахалина по сравнению с горами Средней Азии наиболее значительные гололедные осадки связаны с длительными гололедными процессами (идущими кратковременными перерывами), когда осадок в це-

лом растет в течение нескольких дней или даже десятков дней. Но на Сахалине вследствие муссонного характера климата такие процессы более вероятны при пониженном фоне температур, когда нет условий (после начального периода с относительно высокими температурами) для дальнейшего интенсивного нара-

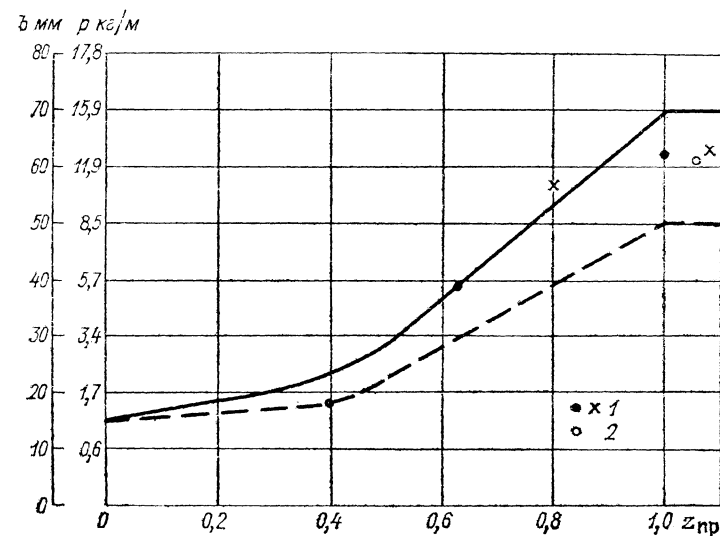


Рис. 7.4. Обобщенные фоновые зависимости максимальных масс и эквивалентных стенок гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для низких хребтов западных склонов и высоких хребтов восточных склонов Уральских гор.

Сплошная линия — для типа 2-5В-3 западных склонов и 2-5В-3 восточных склонов; штрихпунктирная линия — для типа 2-5В-4 западных склонов и 2-5В-4 восточных склонов; 1 — данные гололедных съемок, 2 — данные ГМС.

стания осадка. На Урале, видимо, большую вероятность имеют ситуации, когда осадок достаточно интенсивно может расти в течение всего такого периода. Однако это только правдоподобное предположение и вопрос требует специального изучения. Возможно, что определенную роль сыграло то обстоятельство, что гололедная съемка на Урале проведена в основном приборами с закручивающимися датчиками, имитирующими работу проводов в пролетах, тогда как в других горных районах преимущественно использовались вертикальные стержни. Таким образом, данные по Уралу могли в целом оказаться более показательными в приборном отношении.

Рассмотренные значения оценок соответствуют 10-летней повторяемости. Однако они без всякого труда с использованием уравнений (5.5.2) могут быть пересчитаны в оценки, имеющие повторяемость один раз в 5, 15 и 25 лет.

Как и для ветра (см. п. 6.4), Бюро расчетов и справок Уральского и Башкирского управлений по гидрометеорологии разработало для проектных институтов Минэнерго СССР крупномасштабные карты гололедного районирования территорий Урала по значениям толщины стенок, вероятным один раз в 25 лет, где автор выступал в роли научного руководителя работ. Эти карты успешно используются в качестве климатического норматива по региону для проектирования, строительства и эксплуатации энергетических объектов. Изложенные выше результаты, как уже отмечалось, отличаются от картированных только периодами повторения оценок.

## 7.5. Сахалин

Несмотря на полное отсутствие метеостанций на склонах и гребнях гор Сахалина, представляется уникальная возможность рассмотреть вопрос о максимальных гололедных нагрузках на основе результатов гололедных съемок, наблюдений на опытных пролетах и действующих ВЛ, проведенных КиргНИОЭ [122, 129] и РЭУ Сахалинэнерго [16].

Первое районирование Сахалина по гололедным нагрузкам было выполнено на мелкомасштабной топографической основе Р. П. Бернгартом [14], исходя из данных ГМС и косвенных оценок отложений на высотах [14], рассчитанных по наблюдениям аэрологических станций. Карта гололедного районирования крупного масштаба составлена в ДВО Энергосетьпроект А. С. Барабановым с учетом опыта эксплуатации ВЛ Вахрушево—Краснополье, пересекающей Западно-Сахалинские горы на отметках около 1 км, и данных двух постов РЭУ Сахалинэнерго, организованных в гребневых зонах. Обобщенные высотные зависимости  $b_{10}(p_{10})$  впервые были построены в работах КиргНИОЭ [122, 129] на основе гололедных съемок в гребневых зонах южной, центральной и северной частей Западно-Сахалинских гор. Важные результаты получены также при проведении наблюдений в 1979—1981 гг. на опытных пролетах РЭУ Сахалинэнерго на возвышенностях Северо-Сахалинских останцовых гор, обобщенных в работе В. И. Блохиной [16].

Все эти опытные данные свидетельствуют, что гололедные осадки в гребневых зонах хребтов на высотах 1 км и более могут достигать 20—40 кг/м. Фактический максимум осадка при двухлетних наблюдениях КиргНИОЭ [129] составил на горе Подсеке (1 км) на проводах 18 кг/м, а на уголках опоры 35 кг/м. На останцовых северо-сахалинских горах Даахуриа (601 м) в 1979—1981 гг. [16] зафиксирован осадок массой около 3 кг/м (шесть случаев).

По данным проведенных районирований территории, в прибрежной зоне Сахалина почти повсеместно наиболее тяжелые обледенения связаны с отложением налипающего мокрого снега и соответствуют фоновым оценкам  $b_{10} = 20$  мм (1,7 кг/м). Для низ-

менностей, удаленных от побережья, осадки могут уменьшаться до значений  $b_{10} = 10 \dots 15$  мм (0,6—1,1 кг/м). Значение  $b_{10} = 10$  мм наблюдается для большей части межгорной Тымь-Поропайской впадины, а для Северо-Сахалинской равнины  $b_{10} = 15$  мм [16]. Несмотря на отсутствие данных, для V-образных склоновых долин можно с полным обоснованием принять  $b_{10} = 5 \dots 10$  мм (до 0,6 кг/м).

Уникальность условий Сахалина состоит также в том, что подпожия склонов всех гор находятся практически на одинаковой высоте, близкой к уровню моря. Исключение составляет горное обрамление Тымь-Поропайской впадины, т. е. восточные и западные склоны Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор. Это обстоятельство использовано в работах [16, 122], где приведены зависимости  $b_{10}$  в абсолютных высотах для гор высотой до 0,6 и 1,0—1,5 км.

Для попытки уточнить положение высотных зон сильных обледенений по нижней границе слоистообразной облачности при температуре от 0 до  $-15^\circ\text{C}$ , когда возможны сильные обледенения, были сделаны соответствующие выборки по аэрологическим станциям за холодный период 1976-77 г. Полученные результаты дают следующие повторяемости положения нижней границы облаков: 1) Александровск-Сахалинский: 0,05—0,5 км — 16 %, 0,5—1,0 км — 78 %, 1,0—1,5 км — 6 %; 2) Южно-Сахалинск: 0,05—0,5 км — 11 %, 0,5—1,0 км — 83 %, 1,0—1,5 км — 6 %; 3) мыс Терпения: 0,05—0,5 км — 11 %, 0,5—1,0 км — 83 %, 1,0—1,5 км — 6 %; 3) мыс Терпения: 0,05—0,15 км — 8 %, 0,15—0,70 км — 84 %, 0,70—1,5 км — 8 %. Как видно, повышенная опасность образования больших гололедных осадков над островом находится, по данным станций Южно-Сахалинск и Александровск-Сахалинский, в диапазоне высот от 0,5 до 1,0 км. При этом модальные значения повторяемостей приходятся на высоту 0,75 км (27 и 43 %). Над далеко выдвинутым в море мысом Терпения высотная зона наиболее частых отложений находится ниже (0,15—0,70 км).

Эти выводы качественного характера подтверждаются косвенными расчетами вероятных один раз в 10 лет масс осадков (кг/м) по данным аэрологических станций [14]:

Высота, м	100	200	300	500	1000
Южно-Курильск	1,8	3,2	3,9	7,7	9,8
Южно-Сахалинск	—	0,2	2,2	5,0	8,5
Александровск-Сахалинский	—	—	—	6,7	11,3

Проведенные нами эпизодические визуальные вертолетные обследования гололедных отложений на древесной растительности по трассе Александровск-Сахалинский—Южно-Сахалинск, показали, что сильное обледенение деревьев наблюдается в верхней зоне Западно-Сахалинских гор как на западных, так и на восточных склонах начиная с высоты около 700 м.

В результате анализа всех этих дополнительных материалов представляется целесообразным построить для Сахалина высот-

ные гололедные зависимости для двух классов относительных высот гребней хребтов: Б — от 100 до 550 м и В — от 600 м и более. На графики рис. 7.5 (а и б) нанесены результаты всех

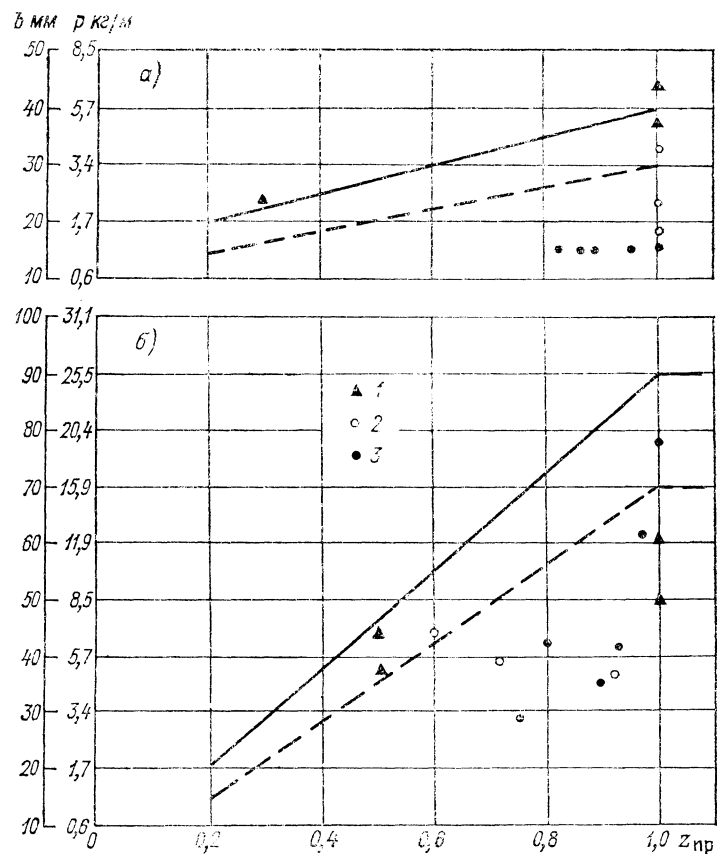


Рис. 7.5. Обобщенные фоновые зависимости максимальных масс и эквивалентных стенок гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для гор и возвышенностей Сахалина с высотами от 100 до 550 м (а) и более 550 м (б).

а — сплошная линия соответствует типу 2-5В-3, штрихпунктирная — типу 2-5В-4; б — сплошная линия соответствует типу 2-5В-3, штрихпунктирная — типу 2-5В-4; 1 — данные косвенных расчетов, 2 — данные расчетов для пролетов РЭУ, 3 — данные съемки.

имеющихся наблюдений: гололедной съемки, пролетов РЭУ Сахалинэнерго [16, 122], косвенных расчетов [14]. Как и прежде, сплошная линия соответствует зависимостям для типов 2-5В-3 и 2-5Б-3, а штрихпунктирная — для типов 2-5В-4 и 2-5Б-4. При проведении зависимостей учтена малая продолжительность гололедных съемок и наблюдений на пролетах РЭУ Сахалинэнерго.

Кроме того, как и для максимальных скоростей ветра, зависимости  $b_{10}(z_{пр})$  показаны с  $z_{пр} = 0.2$  км, а не от подножий хребтов, где гололедные нагрузки следует определять по имеющимся картам или данным станций.

Как видно из рис. 7.5а, для орографически незащищенных участков склонов низких гор и возвышенностей (до 0,55 км)  $b_{10}$  увеличивается от 20 мм (1,7 кг/м) в нижней части склонов до 40 мм (5,7 кг/м) на их вершинах. Для гор высотой 600 м и более (рис. 7.5 б)  $b_{10}$  увеличиваются весьма сильно: от 20 мм в нижней части склонов до 90 мм (25,5 кг/м) на гребнях хребтов. Для частично защищенных участков склонов зависимости проходят ниже через точки, соответствующие на гребнях 30 мм (3,4 кг/м) и 70 мм (16 кг/м).

Чтобы использовать зависимости рис. 7.5 б для склонов Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, обрамляющих Тымь-Поронайскую впадину, необходимо провести их обычную корректировку на фактическое значение  $b_{10}$  (подножие).

Разумеется, эти зависимости следует рассматривать как генерализованные, обобщающие в крупном плане все многообразие конкретных зависимостей для отдельных хребтов и гор. Несомненно, что в каждом отдельном случае они могут быть уточнены, исходя из дополнительных фактических данных и особенностей расположения хребта или возвышенности. Однако на сегодняшний день нам представляется, что во всех случаях их следует использовать как основу для любых практических решений.

На первый взгляд, несколько неожиданным оказывается вывод о более низких значениях максимальных отложений для гребней гор Сахалина (в среднем до 25,5 кг/м) и Урала (в среднем до 60 кг/м). Некоторое объяснение этому уже приводилось в предыдущем разделе.

В заключение следует отметить потенциальную возможность редких, но больших или даже очень больших отложений в прибрежных низменностях, особенно на юге острова при выходе глубоких циклонов, и создании особо благоприятных для обледенения метеоусловий (что пока не нашло отражения на имеющихся гололедных картах).

## МАКСИМАЛЬНЫЕ СКОРОСТИ ВЕТРА ПРИ ГОЛОЛЕДНЫХ ЯВЛЕНИЯХ В РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ РАЙОНАХ

### 8.1. О влиянии обледенений ветроприемников на измерение скоростей ветра

Во многих случаях аварии ВЛ и других сооружений вызываются совместным воздействием гололедных отложений и ветра. Поэтому знание режима скоростей ветра при обледенениях, позволяющее оценить ветровую нагрузку на обледенелые конструкции и учесть ее как составляющую общей гололедно-ветровой нагрузки, имеет большую практическую значимость. К сожалению, этот вопрос менее изучен, чем вопросы, чисто ветровых и гололедных воздействий. В результате в СНиП и ПУЭ [134, 154] рекомендуется давление ветра на покрытые гололедными отложениями элементы конструкций принимать равным 25 % нормативного. Это эквивалентно тому, что оно определяется по скорости ветра, равной половине ее нормативного значения и площади сечения обледенелой конструкции, соответствующей плотности осадка  $0,9 \text{ г/см}^3$ . Ясно, что это условная расчетная схема может приводить как к существенному занижению, так и к завышению ветрового давления по сравнению с фактическим. Причем погрешность оценок может быть результатом недостаточного корректного учета либо скорости ветра, либо плотности осадка, либо обоих факторов одновременно.

Вопрос более точного определения скоростей ветра (помимо прочих вопросов) с неизбежностью приводит к необходимости учета влияния обледенения ветроприемников на показания приборов. К сожалению, задача почти не исследована. Интуитивно совершенно очевидно, что скорости ветра при обледенениях могут быть значительно занижены, а при больших осадках анемометры вообще останавливаются вследствие их полного смерзания. На рис. 8.1 показаны обледенения флюгера, анеморумбографа М-12 и анеморумбометра М-47, при которых отложения плотных изморозей и смесей полностью вывели из строя ветроприемники приборов. На Сахалине автор встретился с уже упоминавшимся фактом нулевых показаний скорости горных АРМС в течение всего зимнего сезона или значительной его части. Несомненно, что это объясняется длительным сохранением полного смерзания ветроприемников приборов. В результате расчет вероятных значений максимальных скоростей ветра пришлось выполнить, суммируя данные наблюдений за теплый период. Длитель-

ные тяжелые обледенения в течение одного месяца и более отмечены в гребневых зонах Урала и Сахалина на опытных пролетах, древесной растительности и других предметах.

Насколько нам известно, только в работе [23] содержатся количественные данные о влиянии обледенений датчиков приборов на измерения скоростей при массе осадка до  $1 \text{ кг/м}^2$ . Наблюдения были проведены на низкогорном перевале Курдай ( $1,15 \text{ км}$ ) за приборами М-12, М-63, М-47 и флюгером. В качестве образцового прибора использовался контактный анемометр М-92 с подогревом, что исключало обледенение его приемника.

Из полученных опытных данных следует, что при скорости ветра до  $10 \text{ м/с}$  флюгер дает нулевые показания вследствие полного примерзания доски к измерительной дуге со штифтами уже при массе осадка около  $0,3 \text{ кг/м}^2$ . Анемометры с вращающимися ветроприемниками в этих случаях занижают показания скорости на 20—30 %. При массе осадка до  $1 \text{ кг/м}^2$  занижение составляет 35—40 %. Ветроприемники останавливаются при осадках  $1,5—2,0 \text{ кг/м}^2$ .

В работе [23] приведены также уравнения, позволяющие оценить степень снижения скорости в зависимости от массы гололедного осадка. Так как основная часть архива ветровых наблюдений при гололедных явлениях относится к флюгерным данным, то вывод неутешителен: уже при массе отложения, соответствующей второму району гололедности, мы фактически лишены информации о скоростях ветра при обледенениях, если скорости не превышают  $10 \text{ м/с}$ . При более высоких скоростях такая информация будет полностью теряться, начиная с третьего района гололедности.

Чтобы как-то выйти из положения, можно использовать в качестве характеристики скоростей ветра при обледенениях их значения, измеренные во время начала (по существу до начала) отложений [116, 126], или максимальные за весь период сохранения отложений, включая момент его исчезновения. В этом случае максимальные скорости будут выбраны исходя из их последних значений до и после обледенения, исключая сам период обледенения.

Автор был свидетелем того, как персонал ст. Таганай гора на Урале при сильных обледенениях систематически обрушивал отложения плотной изморози и смеси с флюгера, антенны радиостанции и других приборов, чтобы избежать их разрушений. Но надо признать, что такие не инструктивные акты, повышающие точность измерений и сохранность оборудования, скорее исключение и не характерны для основной массы станций. В большинстве случаев наоборот: убедившись в возможности смерзания флюгера, наблюдатель записывает некоторую фиктивную скорость по ощущению, не пытаясь выполнить наблюдение.

При гололедно-ветровых съемках для измерения скоростей ветра при обледенениях использовались анемометры МС-13, которые выносились только на период измерений (2 мин) и, следовательно, не успевали существенно обледенеть.

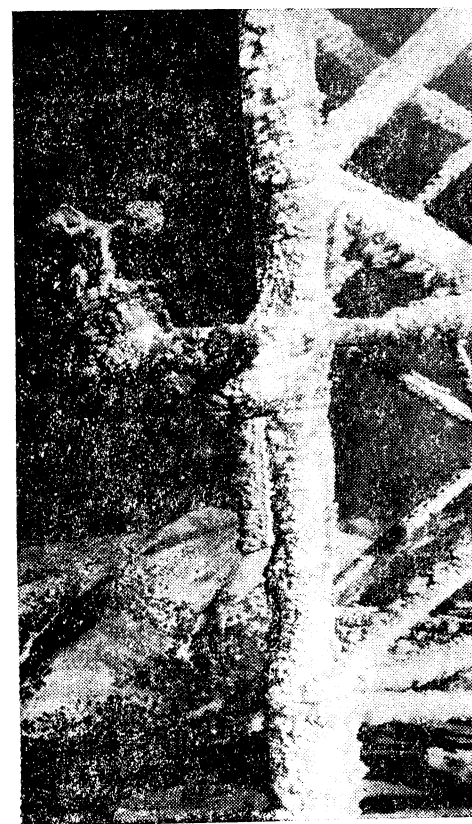


Рис. 8.1. Фото типичных полных обледенений флюгера (вверху слева), приборов М-12 на опоре ВЛ (вверху справа) и М-47 (внизу слева) при интенсивных отложениях плотных изморозей и смесей.

В двух последующих разделах этой главы будут рассмотрены скорости ветра при гололедных явлениях на Урале и в горах Средней Азии и Казахстана по данным наблюдений метеостанций. Однако, по-видимому, имеется еще один путь решения задачи, исключающий использование измерений скоростей при гололедных осадках, когда возможны их значительные занижения.

В главе 3 было показано, что физически масса отложений сложным образом зависит от скорости ветра, но в первом приближении она прямо пропорциональна скорости. Однако если рассматривать процесс в реальных условиях, то главным в формировании максимального гололедного осадка является многофакторность его связи с погодными условиями и прежде всего с длительностью процесса достаточно интенсивных гололедообразований. Поэтому

значимая корреляционная связь только между максимальной массой осадка (за случай, сезон) и максимальной скоростью ветра в эти периоды отсутствует. Во всех имеющихся публикациях по этому вопросу не приводится фактов обнаружения таких связей.

Тогда, по известной формуле полной вероятности [152], для распределения максимальной скорости ветра при обледенении  $F_0(v)$  можно записать

$$F_0(v) = H_0 F(v), \quad (8.1.1)$$

где  $F(v)$  — безусловное распределение максимальных скоростей ветра;  $H_0$  — вероятность появления обледенения (вероятность гипотезы).

Именно отсутствие корреляционной связи между массой осадка  $m$  и скоростью ветра  $v$  позволяет в первом приближении использовать (8.1.1), где вместо условного распределения  $F(v/m)$  стоит безусловное  $F(v)$ . Разумеется, открытым остается вопрос о возможности более тонких зависимостей условных распределений скоростей ветра при обледенениях от массы осадков. Однако на практике почти всюду приходится ограничиваться именно этой схемой решения вследствие недостаточности данных.

Иными словами, зная для изучаемой территории безусловные законы распределения скоростей ветра и длительности гололедных сезонов, а более точно — суммарные длительности сохранения осадков на конструкциях (т. е. длительности обледенений), и используя (8.1.1), можно построить различные расчетные модели для оценки максимальных скоростей ветра при обледенениях, позволяющие избежать использования условных распределений скоростей и связанного с ними риска получения заниженных оценок за счет обледенения датчиков ветроизмерительных приборов. К сожалению, этот путь решения задачи еще только ждет своих исследователей.

## 8.2. Горы Средней Азии и Казахстана

В табл. 8.1 и 8.2 приведены повторяемости градаций скорости ветра при различных видах обледенений в начале образования осадков и при достижении максимальных размеров по наблюдениям метеостанций Средней Азии [50, 80, 116, 126]. Территориально ГМС относятся преимущественно к пустынным областям Кызылкумов и Каракумов, предгорным равнинам, днищам межгорных впадин и склоновым долинам, где масса максимальных осадков, как правило, не превышает 0,2—0,3 кг/м (на гололедном станке). Разумеется, основная часть измерений, по которым определены повторяемости, соответствует не предельным значениям масс осадков, характерных для этих районов, а следам отложений или, по крайней мере, массам гораздо менее 100 г/м. Поэтому значения скоростей ветра в большинстве случаев скорее всего сколько-нибудь существенно не занижены.

Таблица 8.1

Повторяемость (%) скорости ветра и наибольшие скорости в начале образования гололедных осадков по данным ГМС Средней Азии

Вид отложения	Скорость ветра, м/с					Фактическая $v_{\max}$ , м/с
	0—1	2—5	6—9	10—13	14—17	
Гололед	29	50	17	3	1	28
Плотная изморозь	29	42	20	8	1	20
Кристаллическая изморозь	53	39	7	1	1	14
Мокрый снег	54	23	11	8	4	16
Смеси	22	41	31	3	3	16

Таблица 8.2

Повторяемость (%) скоростей ветра и наибольшие скорости при достижении максимальной массы осадка по данным ГМС Средней Азии

Вид отложения	Скорость ветра, м/с					Фактическая $v_{\max}$ , м/с
	0—1	2—5	6—9	10—13	14—17	
Гололед	27	45	22	4	2	20
Плотная изморозь	12	45	35	7	1	14
Кристаллическая изморозь	39	52	8			8
Мокрый снег	47	27	20		6	16
Смеси	6	28	46	16	4	16

Как видно, заметной разницы в повторяемости градаций для этих двух моментов времени не наблюдается, если, конечно, не учитывать колебания, относящиеся к градациям очень слабых скоростей ветра (0—1 м/с). Собственно гололедные осадки, отложения плотных изморозей, мокрого снега и смесей наблюдаются в 90—95 % случаев (т. е. как правило) при скоростях ветра, не превышающих 10 м/с. Фактические максимумы больше и достигают 15—20 м/с (и даже 28 м/с). Однако они не характерны для основной части территории, так как соответствуют зонам орографических усиления ветра и отдельным горным ГМС с повышенным режимом скоростей при обледенениях.

Более низкие скорости наблюдаются при отложениях кристаллической изморози (как правило, до 5—6 м/с), не дающих больших осадков и не представляющих опасности в смысле гололедно-ветровых нагрузок.

В табл. 8.3 приведены усредненные квантильные оценки скоростей ветра при обледенениях (независимо от их вида) для ряда обеспеченностей от 0,5 (медиана) до 0,95, а также оценки, вероятные один раз в 10 лет для равнинной и горной территории, исключая орографически незашитые участки склонов, где наблюдаются их высотные зависимости. Наглядно видно, что с обеспеченностью 0,95 скорости ветра во всех типах рельефных



Таблица 8.3

Усредненные фоновые оценки квантильных значений скоростей ветра при гололедных отложениях для Средней Азии и Казахстана, где отсутствуют высотные зависимости

Тип орографических условий	Обеспеченность				$v_{10}$ м/с
	0,5	0,7	0,9	0,95	
Равнинно-всхолмленная территория					
Низменности и плато	3	5	7	8	10—13
Периферийные горные районы					
Предгорные рав- нины	2	4	6	7	10—12
Зоны усиленный ветра в предгор- ных равнинах	3	5	8	10	15—20
Днища впадин	1	2	5	6	8—10
Зоны усилений ветра в области днищ	2	4	7	10	15—20
Тальвеги узких склоновых долин	2	3	5	6	5—7
Внутренние горные области					
Днища впадин	2	3	4	5	5—10
Тальвеги узких склоновых долин	1	2	4	5	5—7

условий не превышают 5—10 м/с. Причем 10 м/с эти оценки достигают в зонах с орографическим усилением ветра, где повышенные скорости сочетаются обычно с небольшими осадками, не создавая значительных гололедно-ветровых нагрузок. Об этом же свидетельствуют оценки скоростей, вероятных один раз в 10 лет. За исключением указанных зон они имеют порядок 5—7 м/с в узких склоновых долинах, 8—10 м/с в днищах межгорных впадин и 10—12 м/с в предгорных равнинах.

На наш взгляд, такие низкие значения скоростей (напомним, что они практически не занижены, так как получены в основном при очень малых отложениях) снимают все трудности методического характера при расчете ветровых нагрузок на обледенелые конструкции в слабогололедных районах Средней Азии и Казахстана, равно как и в других аналогичных районах. Здесь достаточно ограничиться следующей схемой: 1) по карте гололедного районирования определяется значение эквивалентной стенки осадка, которое переводится в массу; 2) с учетом средней плот-

ности отложения, вызывающего максимальную гололедную нагрузку в исследуемом районе, эта масса осадка переводится в значение реальной стенки гололеда; 3) рассчитывается фактическое ветровое давление на реальное сечение обледенелой конструкции по скорости ветра, определяемой по табл. 8.3. Несмотря на простоту, такой подход более точно отражает реальную картину по сравнению с чисто условной схемой, рекомендуемой СНиП и ПУЭ.

На орографически незащищенных участках склонов возвышенностей и хребтов скорости ветра при гололедных явлениях увеличиваются с высотой, как они увеличиваются и в периоды без гололедных явлений. По-видимому, нет каких-либо оснований ожидать, что общий характер увеличения скорости ветра с высотой и в периоды с гололедными явлениями будет существенно различаться. В табл. 8.4 приведены скорости ветра, вероятные один раз в 10 лет, по данным на горных метеостанциях Средней Азии и Казахстана, расположенных на гребнях и склонах возвышенностей хребтов в орографически незащищенных условиях. Если обычным путем построить график высотного распределения скоростей, в приведенных высотах, провести верхнюю огибающую точек, то получим следующее линейное распределение скоростей по склонам останцовых гор и периферийных хребтов, имеющих относительные высоты гребней 300 м и более, т. е. для типов 1-5В-3 и 2-5В-3:

$z_{пр}$ . . . . .	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$v_{10}$ м/с . . . . .	15	18	22	25	28	30

Приведенные скорости получены с учетом возможного некоторого занижения результатов измерений при обледенениях. При этом вертикальный градиент скоростей на рис. 6.1 и в этой табличке примерно одинаков (как и отношения  $v_{гр}/v_{под}$ ). Как правило, зона подножий гор соответствует третьему гололедному району, где уже имеет место некоторое занижение измеренных скоростей (речь идет о скоростях, наблюдавшихся при всех возможных здесь отложениях). Поэтому в зоне подножий в качестве расчетной скорости при гололеде следует принять значение до 10—15 м/с. При этом именно здесь, где велики гололедные нагрузки, в наибольшей степени учтено возможное занижение скоростей при обледенениях. Разумеется, при расчете ветровых нагрузок на обледенелые провода и конструкции необходимо учитывать реальное сечение обледенелого элемента, а не соответствующее эквивалентной стенке. Это позволит избежать тяжелых аварий от гололедно-ветровых нагрузок на незащищенных участках в гребневых и склоновых зонах гор, так как правильное отражает реально наблюдаемую здесь картину. Именно так, например, были рассчитаны гололедно-ветровые нагрузки на линиях 500 кВ от Токтогульской и Нурекской ГЭС, форсирующие многие хребты на высотах до 3,6 км. На сегодняшний день можно сказать, что

Таблица 8.4

Максимальные скорости ветра, вероятные один раз в 10 лет, по данным ГМС Средней Азии и Казахстана, расположенных на открытых участках склонов возвышенностей и гор

Станция (пункт)	Тип условий (по рис. 5.4)	$z_{абс}$ км	$z_{пр}$ [по (5.4.1)]	$v_{10}$ м/с	Фактическая $v_{макс}$ м/с
Джетыгара	1-5В-3	0,28	0,30	19	22
Аркалык	1-5В-3	0,39	1,10	27	28
Кулдукдук	1-5В-3	0,33	0,60	13	14
Мугоджарская	1-5В-3	0,40	0,75	26	28
Берчогур	1-5В-3	0,41	0,50	24	28
Каркаралинск	1-5В-3	0,81	0,30	15	20
Чаян	2-5В-3	0,37	0,13	16	17
Джизакский	2-5В-3	0,79	1,00	15	12
Курдай	2-5В-3	1,15	1,00	23	20
Хейрабад (Душак)	2-5В-3	2,24	1,00	24	28
Санглок	2-5В-3	2,24	1,00	18	14
Анзобский	2-5В-3	3,37	1,00	20	20

в целом это решение себя оправдало: высоковольтные линии успешно эксплуатируются без аварий от гололедно-ветровых нагрузок.

При гололедно-ветровых съемках в Средней Азии зарегистрированы в отдельных случаях значительные скорости ветра. Так, за пятилетний период на гребне Киргизского хребта на высоте 3,6 км прибором М-12 в начале интенсивного обледенения отмечена скорость 27 м/с, а в другом случае при малом отложении — даже 37 м/с. На горе Джаргарт (Таласский хребет, 3,64 км) этим же типом прибора в октябре—ноябре 1972 г. отмечены скорости 15—20 м/с. Скорости до 15—20 м/с отмечались на многих других гребневых пунктах гололедной съемки.

Что касается оценки высотной зависимости для гор класса Б (относительные высоты гребня от 100 до 250 м), то здесь можно рекомендовать следующее распределение скоростей ветра при обледенениях по склонам:

$z_{пр}$ . . . . .	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$v_{10}$ , м/с . . . . .	15	17	19	21	23	25

Как видно, по сравнению с классом гор В рекомендуется снижение  $v_{10}$  на гребнях на 5 м/с, естественно, сохраняя в зоне подножий  $v_{10} = 15$  м/с.

Если сравнить приводимые здесь рекомендации с имеющимися в СНиП и ПУЭ, то отличия состоят в следующем: 1) для расчетов ветрового давления используется реальная стенка гололеда плотностью 0,25—0,35 г/см<sup>3</sup>, а не эквивалентная плотности 0,9 г/см<sup>3</sup>; 2) в районах с отсутствием высотных зависимостей ре-

комендуемые максимальные скорости ветра при гололедных отложениях меньше принимаемых по СНиП и ПУЭ, а в районах с наличием высотных зависимостей они равны или выше принимаемых в СНиП и ПУЭ.

### 8.3. Урал

Как уже было показано, Урал является значительно более гололедной территорией, чем Средняя Азия и Казахстан. Однако абсолютное большинство ГМС здесь также располагается в зоне первого—третьего районов гололедности. Поэтому степень занижения измеренных скоростей ветра при обледенениях, по-видимому, имеет тот же порядок. А. Д. Наумовым рассчитаны квантильные значения скоростей по всем ГМС Урала и проведен анализ их территориального распределения. В обобщенном виде полученные результаты представлены в табл. 8.5. Нижний предел оценок скоростей в ней следует относить к условиям с наличием местной орографической защищенности, а верхний предел — к условиям с отсутствием такой защищенности, критерии которой понимаются аналогичными предыдущему изложению. Следует также иметь в виду, что квантиль 0,5 соответствует характеристикам средних скоростей ветра при обледенениях.

В западных предгорьях средние значения скоростей составляют 1—5 м/с, а максимальные (обеспеченность 0,95) — 5—12 м/с. Наиболее высокие значения скорости ветра отмечаются при отложениях гололеда и мокрого снега, а наименьшие — при

Таблица 8.5

Усредненные фоновые оценки квантильных значений скоростей при гололедных отложениях на территории Урала

Тип орографических условий	Обеспеченность				$v_{10}$ м/с
	0,50	0,90	0,95	0,99	

#### Западный склон

Предгорья	1—5	4—10	5—12	8—16	10—19
Межгорные депрессии	1—3	4—8	5—10	10—12	7—13
Низкие хребты	2—9	6—13	8—15	10—18	12—23
Высокие хребты	2—14	7—22	10—25	11—29	15—29

#### Восточный склон

Предгорья	1—3	3—8	4—10	6—12	7—15
Межгорные депрессии	1—3	3—6	4—7	7—10	7—17
Низкие хребты	2—5	5—10	6—12	9—15	10—19

кристаллической изморози. Скорости ветра, возможные один раз в 10 лет, для защищенных условий достигают 8—10 м/с, а для незащищенных — 15—19 м/с. Однако скорости более 15 м/с характерны только для холмообразных возвышенностей в предгорьях и долинах, совпадающих с направлением гололедонесущих потоков, т. е. районов, где наблюдается орографическое усиление ветра.

Преобладающим направлением ветра при гололедных явлениях является здесь южное и юго-западное.

В межгорных депрессиях западного склона средние скорости при обледенениях малы (1—3 м/с). Для обеспеченности 0,95 они увеличиваются до 5—10 м/с, а значения, вероятные один раз в 10 лет, составляют 5—7 м/с для орографически защищенных участков и 10—13 м/с для незащищенных участков. Причем наиболее высокие скорости наблюдаются в вытянутых в направлении гололедонесущих потоков депрессиях, шириной 10 км и более. Преобладающими направлениями ветра в них являются западные и юго-западные (именно так ориентированы наиболее обширные депрессии). В депрессиях меньших размеров направление преобладающих ветров определяется конкретной орографией депрессий.

На низких хребтах западного склона (абсолютные отметки до 0,7 км) распределение скоростей ветра существенно зависит от степени орографической защищенности участка территории. В условиях орографической защищенности скорости ветра малы и не превосходят 5—8 м/с. Для орографически незащищенных участков склонов скорости растут от значений  $v_{10} = 12 \dots 15$  м/с у подножия до значений 20—23 м/с на гребне. К сожалению, ориентироваться в гребневой зоне можно только на ГМС Полюдов Камень (0,53 км), дающей  $v_{10} = 23$  м/с, а скорости обеспеченностью 0,5, 0,9 и 0,95 соответственно 9, 13 и 15 м/с. Тем не менее обращает на себя внимание факт достаточно хорошего совпадения оценок скоростей для гребней гор класса Б (относительные высоты от 100 до 250 м), рекомендованный для Средней Азии и Казахстана, где принято  $v_{10}$  (гребень) = 25 м/с.

Поэтому для орографически незащищенных участков склонов низких гор западного склона Урала, как и для Средней Азии и Казахстана, в качестве фоновой рекомендуется следующая высотная зависимость  $v_{10}$  в приведенных высотах:

$z_{пр}$ . . . . .	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$v_{10}$ , м/с . . . . .	15	17	19	21	23	25

Высокие хребты ( $z \geq 0,7$  км) западного склона Уральских гор также имеют только одну показательную ГМС (Таганай гора, 1,1 км), расположенную на вершине одноименного хребта. Скорости ветра при обледенениях обеспеченностью 0,5, 0,9 и 0,95 равны здесь 14, 22 и 25 м/с, а вероятная один раз в 10 лет составляет 29 м/с. Как и для низких хребтов, эти данные хорошо

согласуются с данными, полученными для гор Средней Азии и Казахстана (см. табл. 8.4).

Поэтому точно также в качестве оценки фоновой высотной зависимости  $v_{10}$  для орографически незащищенных участков западных склонов Уральских гор следует рекомендовать полученную для Средней Азии и Казахстана зависимость:

$z_{пр}$ . . . . .	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$v_{10}$ , м/с . . . . .	15	18	22	25	28	30

Как уже было сказано (см. гл. 6), высотные распределения максимальных скоростей в различных горных районах сравнительно мало различаются между собой. Выше было также установлено (п. 8.1) отсутствие четкой корреляционной связи между максимальной массой гололедных осадков и максимальной скоростью ветра при обледенениях. При отсутствии достаточных прямых данных следует воспользоваться приведенными рекомендациями об оценках высотных зависимостей  $v_{10}$  для хребтов класса Б и В и для других горных регионов. Имеющиеся публикации по этому вопросу [9, 11, 12, 17, 21, 22, 26, 37, 40, 42, 47, 57, 71, 77, 80, 82, 98, 99, 126, 129] достаточно хорошо укладываются в эти модели.

В предгорьях восточных склонов Уральских гор скорости ветра при обледенениях на 3—5 м/с ниже, чем для западных склонов. Средние значения скоростей здесь составляют 1—3 м/с, с обеспеченностью 0,95 от 4 до 10 м/с, а вероятные один раз в 10 лет — 7—15 м/с. В целом можно считать, что для орографически защищенных условий фон максимальных скоростей составляет 7—8 м/с, для орографически незащищенных условий — 8—12 м/с (в среднем 10 м/с) и только в отдельных районах с некоторым орографическим усилением скоростей он увеличивается до 13—15 м/с. Как и в западных предгорьях, наиболее высокие скорости ветра отмечаются при отложениях собственно гололеда и мокрого снега. В северных районах предгорий преобладают ветры северной четверти горизонта, а в зоне Зауральского пенеплена — южные и юго-западные ветры.

В межгорных депрессиях восточных склонов скорости ветра при обледенениях можно принять совпадающими со скоростями западных предгорий. По данным табл. 8.5 они примерно на 2—3 м/с ниже. Однако это вряд ли стоит учитывать на практике. Преобладающими являются ветры южной четверти. В отдельных районах они определяются конкретной орографией депрессий.

На гребнях низких хребтов восточных склонов метеостанции отсутствуют. Данные табл. 8.5 получены по ГМС, располагающимся в полужащищенных условиях склонов. В целом здесь можно ожидать более низкие скорости ветра на гребнях по сравнению с западными склонами. Однако в целях практической осторожности этого делать не следует, но крайней мере, до получения прямых данных. Фоновые линейные высотные зависимости

$v_{10}(z_{пр})$  для низких и высоких хребтов восточного склона можно построить, приняв для их гребней соответственно  $v_{10} = 25$  м/с и  $v_{10} = 30$  м/с, а в зоне подножий  $v_{10} = 10 \dots 12$  м/с, т. е. несколько откорректировав значения скоростей в зоне подножий. В большинстве практических случаев такая коррекция не требуется, учитывая фоновый характер распределения скоростей, и достаточно ограничиться единичными зависимостями для западных и восточных склонов.

## Список литературы

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 200 с.
2. Анапольская Л. Е., Тюттик В. В. Расчетные скорости ветра в горах Алтая и Саян//Труды ГГО.— 1969.— Вып. 246.— С. 25—31.
3. Анапольская Л. Е., Тюттик В. В. Ветровой режим горных районов Восточной Сибири, Дальнего Востока, п-ва Камчатка и о. Сахалин//Труды ГГО.— 1969.— Вып. 246.— С. 12—25.
4. Бейр В. Техническая метеорология/Пер. с нем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 291 с.
5. Бекметьев Р. М. Возможности использования материалов четырех-срочных наблюдений для характеристики максимальных скоростей ветра//Изв. АН Каз. ССР. Сер. энергет.— 1962.— Вып. 2(22).— С. 3—10.
6. Бекметьев Р. М. Оценка неравномерности воздействия ветровой нагрузки на провод линии электропередачи в вероятностной форме//Проблемы общей энергетики и единой энергетической системы/КазНИИ энергетики.— 1972.— Вып. 6.— С. 114—124.
7. Бекметьев Р. М. Вертикальный профиль скоростей ветра в условиях холмистой местности//Проблемы общей энергетики и единой энергетической системы/КазНИИ энергетики.— 1977.— Вып. 11.— С. 117—120.
8. Бекметьев Р. М., Абжанов Р. С. Экспериментальная оценка влияния закручивания провода на вес гололедного осадка//Проблемы общей энергетики и единой энергетической системы/КазНИИ энергетики.— Алма-Ата, 1974.— Вып. 8.— С. 111—114.
9. Бекметьев Р. М., Гуляев И. М., Суханов И. П. Экспериментальное исследование ветровой и гололедной нагрузок на провода горных ВЛ//Энергетическое строительство.— 1977.— № 8.— С. 77—80.
10. Бельский Б. М. Гололедно-изморозевые образования на плоской вершине горы Юкспор//Труды ГГО.— 1958.— Вып. 85.— С. 67—83.
11. Бельский Б. М., Ржевский Б. Н. О количественной оценке гололедно-изморозевых отложений в Хибинах на примере горных плато и склонов//Инженерная гляциология/Апатиты.— 1973.— С. 71—75.
12. Белоус И. М. Метеорологические условия образования опасных и особо опасных гололедно-изморозевых отложений на территории Казахстана//Труды КазНИГМИ.— 1968.— Вып. 31.— С. 127—140.
13. Бернгарт Р. П., Заварина М. В. Климатическая оценка точности измерения больших скоростей ветра//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 333.— С. 121—129.
14. Бернгарт Р. П. Гололедное районирование о. Сахалин//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 361.— С. 11—17.
15. Бернгарт Р. П. Восстановление рядов максимальных скоростей ветра//Труды ГГО.— 1983.— Вып. 475.— С. 110—115.
16. Блохина В. И. Районирование территории Северного Сахалина по гололедным нагрузкам//Труды ДВНИИ Госкомгидромета.— 1986.— Вып. 119.— С. 3—8.
17. Бобылева Н. М. Метеорологические условия образования гололедно-изморозевых отложений в Приморском крае//Труды ДВНИИ Госкомгидромета.— 1983.— Вып. 102.— С. 47—54.
18. Бобышев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики.— М.: Наука, 1965.— 464 с.
19. Борисенко М. М. Вертикальные профили ветра и температуры в нижних слоях атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 206 с. (Труды ГГО. Вып. 320).
20. Борисенко М. М., Кравченко И. К. Об исследовании метеорологического режима шельфовой зоны морей СССР//Труды ГГО.— 1979.— Вып. 425.— С. 92—103.
21. Борисенко М. М., Захаров А. Г. Скорости ветра при гололедно-изморозевых образованиях на территории СССР//Радиолокационная метеороло-

гия/Метеорол. метод. Центр по радиолокационной метеорологии соц. стран.— Л., 1984.— С. 95—101.

22. Бородин Е. П. Климатическая характеристика и синоптические условия образования обледенелого мокрого снега на проводах на территории Камчатки//Труды ДВНИГМИ.— 1973.— Вып. 38.— С. 55—72.

23. Буланак А. И., Першин И. И. О влиянии обледенения датчиков на показания ветроизмерительных приборов//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.— М., 1986.— С. 133—137.

24. Бургдорф В. В., Муретов Н. С. Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР.— М.: Госэнергоиздат, 1960.— 208 с. (Труды ВНИИЭ.— Вып. 10).

25. Бурман Э. А. Местные ветры.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 342 с.

26. Буртовой В. И., Афанасьева И. А. Ветровые нагрузки при гололеде в Карагандинской и Джезказганской областях//Ветровые и гололедные нагрузки на линии электропередачи и надежность электроснабжения/ВГПИ НИИ Энергосетьпроект.— М., 1981.— С. 66—74.

27. Бучинский Б. Е. Гололед и борьба с ним.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 192 с.

28. Ветровые нагрузки на линии электропередачи на территории СССР/Под ред. В. В. Бургдорфа.— М.: Госэнергоиздат, 1962.— 160 с. (Труды ВНИИЭ.— Вып. 14).

29. Волков А. С., Савченко Л. А. Влияние высоты подвеса и диаметра провода на интенсивность отложения мокрого снега//Вопросы энергетики Таджикистана/Тадж. науч.-исслед. отдел энергетики.— Душанбе.— 1973.— Т. 4.— С. 178—182.

30. Волков А. С. Особенности профиля ветра в горных районах//Вопросы горной энергетики/Кирг. науч.-исслед. отдел энергетики.— Фрунзе.— 1975.— Вып. 5.— С. 30—33.

31. Гарцман Л. Б. Исследование ветровых нагрузок на линии электропередач.— Ташкент: Фан, 1967.— 153 с.

32. Гарцман Л. Б. Вероятности гололедно-ветровых и температурных воздействий на ЛЭП.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.— 200 с.

33. Гарцман Л. Б., Бекматеев Р. М. Количественная оценка точности флюгерных данных при расчетах максимальных ветровых нагрузок на ЛЭП//Проблемы общей энергетики и единой энергетической системы//КазНИИ энергетики.— 1966.— Вып. 2.— С. 145—155.

34. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.— 330 с.

35. Глухов В. Г. О влиянии размеров и формы конструктивных деталей сооружений на величину гололедных нагрузок//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 334.— С. 78—86.

36. Глухов В. Г., Войтик М. А. Некоторые результаты экспериментальных наблюдений над обледенением проводов на Новоаяггорской геофизической станции//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 333.— С. 90—94.

37. Глухов В. Г., Мытарев М. Н. К расчету параметров обледенения высотных сооружений по косвенным данным//Труды ГГО.— 1979.— Вып. 425.— С. 67—73.

38. Голикова Т. Н. Обзор норм по гололедным и ветровым нагрузкам//Труды ВНИИЭ.— 1975.— Вып. 48.— С. 125—133.

39. Голикова Т. Н., Голиков Б. Ф. Особенности определения климатических воздействий на воздушные линии электропередачи и связи//Вопросы нормирования и строительства/Госстрой СССР.— М., 1983.— С. 93—98.

40. Гончар Л. Г., Ланда М. Л., Холмский Д. В. Об учете рельефа при определении гололедно-ветровых нагрузок на воздушные линии электропередачи//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 333.— С. 61—67.

41. Гончаренко Г. Л. Ветровые и гололедные нагрузки на ВЛ в Восточно-Казахстанской и Семипалатинской областях//Ветровые и гололедные нагрузки на линии электропередачи и надежность электроснабжения.— М., 1981.— С. 74—84.

42. Гончаренко Г. Л. Характеристика гололедно-ветровых аварий на ВЛ 220—500 кВ в условиях Казахстана//Ветровые и гололедные нагрузки на провода воздушных линий электропередачи/ВГПИ НИИ Энергосетьпроект.— М., 1985.— С. 60—72.

43. Гончаренко Г. Л. Использование дополнительной информации для уточнения карт районирования по ветру и гололеду//Ветровые и гололедные нагрузки на провода воздушных линий электропередачи/ВГПИ НИИ Энергосетьпроект.— М., 1985.— С. 49—60.

44. Гоптарев Н. П. Некоторые результаты градиентных исследований в районе Нефтяных камней//Труды ГОИИ.— 1957.— Вып. 36.— С. 128—157.

45. Гуляев Ю. Н. О продолжительности нарастания гололедно-изморозевых отложений//Труды ГГО.— 1979.— Вып. 425.— С. 81—85.

46. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений.— М.: Мир, 1965.— 450 с.

47. Данные по климату СССР. Гололедные, гололедно-ветровые нагрузки в Средней Азии/САНИИ Госкомгидромета.— Ташкент, 1979.— 88 с.

48. Денисов А. Ф. Ветровые нагрузки и ветровые воздействия на конструкции горных Уральских гор//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.— М., 1986.— С. 121—126.

49. Джаксыбаев М. А. Влияние крупного водоема на гололедную нагрузку в прибрежной зоне//Ветровые и гололедные нагрузки на провода воздушных линий электропередачи/ВГПИ НИИ Энергосетьпроект.— М., 1985.— С. 99—108.

50. Джаксыбаев М. А., Подрезов О. А. Гололедные нагрузки Юго-Западного Тянь-Шаня и Узбекистана//Особенности и методика расчета гидрометеорологических элементов в Киргизии и их прогноз/Геогр. о-во КиргССР.— Фрунзе: Илим, 1983.— С. 28—37.

51. Долли П. А. Влияние высоты подвеса проводов на величину гололедных отложений//Электрические станции.— 1954.— № 4.— С. 52—54.

52. Дробышев А. Д. Результаты уточнения расчетных скоростей ветра на территории региона Сибири и Урала//Труды ЗСРНИГМИ.— 1981.— Вып. 49.— С. 73—78.

53. Есеркенова Т. А. Ураганные ветры в Джунгарских воротах и рекомендации к их прогнозу//Труды КазНИГМИ.— 1968.— Вып. 38.— С. 53—59.

54. Дроздов О. А. Роль количественных математических методов в проверке обоснованных гипотез и допущений в климатологии//Математические методы в географии/Казанский гос. ун-т.— 1971.— С. 3—12.

55. Жуков Н. Н. Зона ураганных ветров на Западном побережье озера Иссык-Куль//Сборник работ Фрунзенской ГМО.— 1964.— Вып. 1.— С. 67—42.

56. Заварина М. В. Расчетные скорости ветра на высотах нижнего слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 163 с.

57. Заварина М. В. Строительная климатология.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 336 с.

58. Заварина М. В. О точности вероятностных климатических показателей//Труды ГГО.— 1978.— Вып. 408.— С. 3—10.

59. Заварина М. В., Арнаутов П. К. Коэффициенты пересчета гололедных нагрузок//Труды ГГО.— 1973.— Вып. 303.— С. 154—159.

60. Заварина М. В., Глухов В. Г. О приведении данных гололедного станка к рабочим уровням линий электропередачи//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 333.— С. 68—71.

61. Заварина М. В., Ломилина Л. Е. Влияние холмистого рельефа на вес и толщину стенки гололеда//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 379.— С. 46—53.

62. Заке Л. Статистическое оценивание/Пер. с нем. Под ред. Ю. П. Адлера и В. Г. Горского/М.: Статистика, 1976.— 599 с.

63. Захаров А. Г. Влияние высоты места на величину гололедной нагрузки//Труды ГГО.— 1976.— Вып. 361.— С. 38—42.

64. Захаров А. Г. Распределение гололедных нагрузок на территории СССР//Труды ГГО.— 1984.— Вып. 485.— С. 74—80.

65. Захаров А. Г., Соколова С. Н. Плотность и масса гололедно-изморозевых отложений в различных физико-географических условиях ЕТС//Труды ГГО.— 1979.— Вып. 425.— С. 74—80.

66. Зыкова Г. Г., Бут Н. О. О расчетных скоростях ветра различной вероятности для строительного проектирования на Кольском полуострове//Проблемы Арктики и Антарктики.—Л., 1985.—С. 72—78.
67. Иванченко Т. Е. Максимальные размеры гололедно-изморозевых отложений на территории Северного Кавказа, Нижнего Дона и Нижней Волги//Сборник работ Ростовской ГМО.—1971.—Вып. 12.—С. 13—18.
68. Капранова В. П., Раевский А. Н., Раменская А. П. Районирование территории Украинских Карпат по расчетным характеристикам ветра//Метеорология, климатология и гидрология/Межвед. науч. сб.—Киев: 1970.—Вып. 6.—С. 66—72.
69. Каретникова К. А. Суховсы, гармсилы и афганцы Средней Азии.—Ташкент: АН УзССР, 1949.—39 с.
70. Керимов А. А., Исраилов А. А. Сравнение результатов измерений скорости ветра, осуществленных различными приборами//Метеорология и гидрология.—1970.—№ 11.—С. 102—104.
71. Клинов Ф. Я., Бойков В. П. О гололедно-изморозевых отложениях в нижнем 500-метровом слое по наблюдениям на телевизионной башне в Останкино//Труды ГГО.—1974.—Вып. 333.—С. 22—33.
72. Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик.—Л.: Гидрометеониздат, 1971.—190 с.
73. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатическая обработка метеорологической информации.—Л.: Гидрометеониздат, 1978.—295 с.
74. Кобышева Н. В., Кухтина Л. П. Использование климатической информации в строительном проектировании//Труды ГГО.—1979.—Вып. 425.—С. 9—16.
75. Кошинский С. Д. Из опыта расчета некоторых характеристик ветра и параметров функции распределения вида  $\exp[-x'/\beta]^\gamma$  на электроин-вычислительных машинах//Труды Новосиб. регион. гидрометцентра.—1969.—Вып. 2.—С. 35—43.
76. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. 1. Каспийское море.—Л.: Гидрометеониздат, 1975.
77. Ланда М. Л., Холмский Д. В., Нарожный В. Б. Гололедно-ветровые аварии сельских линий электропередачи//Энергетика и электрофикация.—1975.—№ 5 83.—С. 18—20.
78. Ланда М. Л., Холмский Д. В. Особенности климатического районирования для проектирования сельских линий//Энергетическое строительство.—1969.—Вып. 10.—С. 22—31.
79. Леухина Г. Н. Гололедно-изморозевые явления и обледенение проводов в Средней Азии.—Л.: Гидрометеониздат, 1972.—145 с. (Труды САНИГМИ.—Вып. 7 (88)).
80. Леухина Г. Н. Ветровые нагрузки при обледенении проводов на территории Средней Азии//Труды САНИГМИ.—1978.—Вып. 57 (138)—С. 58—61.
81. Листровой А. А. Урсатьевские ветры//Труды САНИГМИ.—1959.—Вып. 2 (17).—С. 31—38.
82. Логвинов К. Т., Раевский А. Н., Айзенберг М. М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах.—Л.: Гидрометеониздат, 1973.—200 с.
83. Ломилина Л. Е. Влияние возвышенностей Азиатской части СССР на величину гололедно-изморозевых отложений//Метеорология и гидрология.—1981.—№ 8.—С. 37—42.
84. Ломилина Л. Е. Методические принципы построения региональных карт нормативных скоростей ветра//Электрические станции.—1985.—№ 8.—С. 67—71.
85. Ломилина Л. Е. Повышение точности определения ветровых нагрузок//Метеорология и гидрология.—1986.—№ 3.—С. 107—108.
86. Мазин Н. П. Физические основы обледенения самолетов.—М.: Гидрометеониздат, 1957.
87. Мальцев А. Н. Гололедограф//А. с. 271079 (СССР).—№ 1264510/18-10; Заявл. 19.08.68, Оpubл. 12.05.70. Бюл. № 17.—С. 37—38.
88. Малиюга Г. Б., Ирлин В. Я., Кесельман Л. М., Безобразов А. П. Опыт проектирования линий электропередачи в горных условиях Средней Азии//Проектирование горных линий электропередачи: Тезисы сообщений на конференции/ВГПИ НИИ Энергосетьпроект.—М., 1975.—С. 7—31.
89. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1984.—752 с.
90. Мэрвис В. М. К вопросу об объективизации проведения границ в задачах прикладной классификации климатов//Труды ГГО.—1975.—Вып. 330.—С. 156—170.
91. Методика разработки региональных карт нормативных районов по гололеду, используемых при проектировании и эксплуатации линий электропередачи/Минэнерго СССР: Главтехуправление, ГлавНИИпроект.—М., 1976.—16 с.
92. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений.—М.: Физматгиз, 1961.—576 с.
93. Наумов А. Д. Гололедные нагрузки в гребневой зоне и на склонах Уральских гор//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.—М., 1986.—С. 127—133.
94. Никифоров Е. П. Распределение веса гололедообразования на проводах различного диаметра//Труды ВНИИЭ.—1961.—Вып. 11.—С. 274—283.
95. Никифоров Е. П. Влияние высоты подвеса проводов над поверхностью земли на вес отложений гололеда//Электрические станции.—1962.—№ 4.—С. 62—66.
96. Никифоров Е. П. Влияние закручивания провода на вес отложения гололеда//Труды ВНИИЭ.—1963.—Вып. 15.—С. 220—227.
97. Никифоров Е. П. Влияние конструкции воздушных линий электропередачи на интенсивность гололедных отложений//Труды ГГО.—1974.—Вып. 333.—С. 15—21.
98. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии/Под ред. А. Д. Джураева, С. Г. Чанышевой, О. И. Субботиной.—Л.: Гидрометеониздат, 1977.—236 с.
99. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе/Под ред. Г. Г. Сванидзе, Я. А. Цуцкиридзе.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—264 с.
100. Основные положения метода расчета проводов ВЛ по предельным состояниям/В. В. Бургсдорф, Л. М. Кесельман, Е. П. Никифоров и др.//Электрические станции.—1984.—№ 2.—С. 31—37.
101. Першин И. И. Результаты измерения гололедных нагрузок в гребневой зоне Гянь-Шаня//Труды КазНИГМИ.—1970.—Вып. 35.—С. 57—63.
102. Першин И. И., Подрезов О. А., Чебан В. А. Гололедные нагрузки трасс ЛЭП Быстровка—Рыбачье//Вопросы энергетики и использования энергетических ресурсов Киргизии/Кирг. науч.-исслед. отдел энергетики.—Фрунзе: 1970.—С. 168—180.
103. Першин И. И., Леонов Ю. Т., Ковалева Л. С. Нормативные гололедные нагрузки на ВЛ в Туркмении//Сб. Экспресс-информация/Информ-энерго. Серия Строительство линий электропередачи и подстанций.—М., 1981.—Вып. 7.—С. 15—16.
104. Першин И. И., Суханов И. П. Оценка расчетных параметров гололедных и ветровых нагрузок при ограниченном объеме исходных данных//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.—М., 1986.—С. 110—120.
105. Подрезов О. А. Ветер Иссык-Кульской котловины сан-таш//Метеорология и гидрология.—1965.—№ 6.—С.
106. Подрезов О. А. Режим сильных ветров в Иссык-Кульской, Кочкорской и Каракуджурской котловинах//Труды САНИГМИ.—1965.—Вып. 23 (38).—С. 74—81.
107. Подрезов О. А. Использование наблюдений за бурным ветром для проектирования ЛЭП//Проблемы общей энергетики и единой энергетической системы/КазахНИИ энергетики.—1966.—Вып. 2.—С. 163—168.
108. Подрезов О. А. Влияние закручивания, диаметра и высоты подвеса проводов на гололедные отложения в горных районах//Труды ГГО.—1976.—Вып. 379.—С. 37—45.

109. Подрезов О. А. Методические принципы построения региональных карт ветровых и гололедных нагрузок для горных районов//Доклады по прикладной климатологии на ВДНХ СССР/Информационное письмо ГУГМС № 21.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— С. 50—58.

110. Подрезов О. А. Статистический анализ данных микровыборок гололедно-ветровой съемки//Труды ГГО.— 1977.— Вып. 391.— С. 29—37.

111. Подрезов О. А. Оценка ветровых и гололедных нагрузок при проектировании и сооружении горных линий электропередачи//Энергетическое строительство.— М., 1978.— № 7.— С. 61—63.

112. Подрезов О. А. Особенности определения расчетных ветровых и гололедных нагрузок в горных районах//Гляциологические и гидрометеорологические исследования на Тянь-Шане//Тянь-Шанская физико-географическая станция АН КиргССР.— Фрунзе: Илим, 1982.— С. 103—119.

113. Подрезов О. А. О специфике режима сильных ветров в гребневых зонах хребтов Тянь-Шаня//Режим ледников Центрального Тянь-Шаня/Тянь-Шанская физико-географическая станция АН КиргССР.— Фрунзе: Илим, 1983.— С. 70—78.

114. Подрезов О. А. Максимальные ветровые и гололедные нагрузки в горных районах и их климатическое районирование//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.— М., 1986.— С. 83—101.

115. Подрезов О. А., Соболева Р. А., Чебан В. А. Ветровые нагрузки на ЛЭП в зоне развития штормового ветра узла//Вопросы энергетики и использования энергетических ресурсов Киргизии/Кирг. науч.-исслед. отдел энергетики.— Фрунзе, 1970.— С. 181—191.

116. Подрезов О. А., Першин И. И. Расчетные схемы для оценки ветровых и гололедных нагрузок воздушных линий электропередач Тянь-Шаня//Изучение и комплексное использование энергетических ресурсов Киргизии/Кирг. науч.-исслед. отдел энергетики.— Фрунзе: Илим, 1971.— С. 144—163.

117. Подрезов О. А., Федорова С. А. Опыт использования системы кривых Пирсона для оценки вероятных величин гололедных отложений//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 333.— С. 46—56.

118. Подрезов О. А., Суханов И. П. Оценка ветровых нагрузок для трассы Гузар—Сырдарьинская ГРЭС по данным анемосъемки//Проектирование энергосистем и электрических сетей/ВГПИ НИИ Энергосетипроект. Среднеазиатское отделение.— Ташкент.— 1975.— Вып. 10.— С. 75—87.

119. Подрезов О. А., Федорова С. А. Об уточнении вероятностных оценок ветровых и гололедных нагрузок путем формирования районных кривых распределений//Труды ГГО.— 1977.— Вып. 391.— С. 58—62.

120. Подрезов О. А., Суханов И. П. Близкие зависимости ветровых нагрузок в горных районах Средней Азии//Сб. Экспресс-информация/Информэнерго. Серия Строительство линий электропередачи и подстанций.— М., 1978.— № 1 (343).— С. 4—7.

121. Подрезов О. А., Попова А. П., Суханов И. П. О точности определения ветровых и гололедных нагрузок при малой длительности их измерений//Сб. Экспресс-информация/Информэнерго. Серия Строительство линий электропередачи и подстанций.— М., 1979.— Вып. 6 (359).— С. 8—9.

122. Подрезов О. А., Ковалева Л. С. Гололедные и ветровые нагрузки на ВЛ в горных районах Сахалина//Сб. Экспресс-информация/Информэнерго. Серия Строительство линий электропередачи и подстанций.— М., 1979.— Вып. 1 (355).— С. 12—16.

123. Подрезов О. А., Храмцова Н. В. К проблеме определения климатических условий в автоматизированных системах проектирования//Особенности и методика расчета гидрометеорологических элементов в Киргизии и их прогноз/Геогр. оазис КиргССР.— Фрунзе: Илим, 1983.— С. 12—28.

124. Подрезов О. А., Гринберг С. В., Джаксыбаев М. А. Гололедные нагрузки на возвышенностях и низких горах Средней Азии и Казахстана//Ветровые и гололедные нагрузки на провода воздушных линий электропередачи/ВГПИ НИИ Энергосетипроект.— М., 1985.— С. 89—99.

125. Подрезов О. А., Наумов А. Д. Исключительный случай гололедного отложения в гребневой зоне Уральских гор//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 6.— С. 110—111.

126. Подрезов О. А., Попова А. П. Ветровые нагрузки на обледенелые провода на территории Средней Азии//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.— М., 1986.— С. 101—110.

127. Подрезов О. А., Попов Н. И., Наумов А. Д. Интенсивные обледенения в горных районах и пути совершенствования измерений осадков//Метеорология и гидрология.— 1987.— № 4.— С. 59—65.

128. Подтягин М. Е. Математический анализ измерений ветра//Журнал геофизики.— 1935.— Т. 5.— Вып. 1.— С. 23—30.

129. Попов Н. И. Характеристики гололедно-изморозевого режима в горных районах//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.— М., 1986.— С. 49—57.

130. Попов Н. И., Першин И. И. Гололедомерная установка//А.с. 543075 (СССР). № 2156338/07; Заявл. 15.07.75; Оpubл. 04.02.77. Бюл. № 2.— С. 124.

131. Попова П. О. Гололедные нагрузки на арктическом побережье Чукотки//Труды ДВНИГМИ.— 1979.— № 79.— С. 35—42.

132. Попова А. П. О высотных зависимостях гололедных нагрузок в горных районах Памиро-Алая//Сб. Экспресс-информация/Информэнерго. Серия Строительство линий электропередачи и подстанций.— М., 1979.— Вып. 1 (355).— С. 15—17.

133. Попова А. П. Региональная карта нормативных гололедных районов Памиро-Алая//Сб. Экспресс-информация/Информэнерго. Серия Строительство линий электропередачи и подстанций.— М., 1979.— Вып. 11.— С. 15—17.

134. Правила устройства электроустановок. Разд. 2: Канализация электроэнергетики.— М.: Атомиздат, 1978.— 96 с.

135. Прох Л. З. Словарь ветров.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 312 с.

136. Раевский А. Н. Влияние особенностей рельефа на распределение гололедных отложений//Труды ГГО.— 1961.— Вып. 122.— С. 47—52.

137. Раевский А. Н., Сазонова А. А. Расчетные районы гололедности на территории Молдавии и их климатическая характеристика//Метеорология, климатология и гидрология/Межвед. науч. сб.— Киев; Одесса, 1969.— Вып. 4.— С. 87—94.

138. Раевский А. Н., Капранова В. П. Распределение особо опасных отложений атмосферного льда и гололедные нагрузки в Украинских Карпатах//Труды ГГО.— 1974.— Вып. 333.— С. 82—89.

139. Раевский А. Н., Иванов П. Т. Максимальные скорости ветра различной обеспеченности и ветровые нагрузки на территории Болгарии//Метеорология, климатология и гидрология/Межвед. науч. сб.— Киев; Одесса, 1983.— Вып. 19.— С. 49—54.

140. Рекомендации по расчету климатических параметров гололедных и гололедно-ветровых нагрузок на провода воздушных линий.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 34 с.

141. Роджер Г. Барри. Погода и климат в горах/Пер. с англ. под ред. А. Х. Хригана.— Л.: Гидрометеиздат, 1984.— 311 с.

142. Рудакова Р. М., Гузайров М. Б. Гололедообразование на территории Башкирии//Труды Уфимского авиационного ин-та.— 1974.— Вып. 79.— С. 175—181.

143. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1961.— 175 с.

144. Руднева А. В. Мокрый снег и обледенение проводов на территории СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1964.— 166 с.

145. Рязанов В. Н. Штормы озера Иссык-Куль//Метеорология и гидрология в Узбекистане/АН УзССР.— Ташкент, 1955.— С. 65—72.

146. Савченко Л. А. Зависимость интенсивности обледенения от угла встречи потока с проводом в горных условиях//Труды Тадж. науч.-исслед. отдела энергетики.— Душанбе.— 1971.— Т. 3.— С. 215—224.



147. Савченко Л. А. Параметры гололедных отложений на проводах разного диаметра в горной местности//Труды САННИГМИ.—1973.— Вып. 5 (86).— С. 71—76.
148. Савченко Л. А. Некоторые закономерности формирования гололедных нагрузок на провода ЛЭП и ЛС в горных районах//Труды ГГО.—1974.— Вып. 333.— С. 95—106.
149. Семенова Н. С. Зависимость максимальной скорости ветра различной повторяемости от выбора функции распределения//Труды ГГО.—1984.— Вып. 485.— С. 103—112.
150. Слуцкий В. И. Бурные ветры горного Алтая//Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса/Материалы науч. конф.—Бийск. 1970.— С. 35—41.
151. Смирнов Л. А. Зависимость параметров гололедно-изморозевых отложений от диаметра, высоты подвеса и системы крепления проводов//Труды ГГО.—1974.— Вып. 340.— С. 15—24.
152. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений.—М.: Наука, 1965.—512 с.
153. Сницаренко П. И. Гололедно-изморозевые отложения в Забайкалье//Труды ДВНИГМИ.—1978.— Вып. 74.— С. 59—67.
154. Строительные нормы и правила. СНиП 2.0107—85. Нагрузки и воздействия.—М.: Стройиздат, 1986.—35 с.
155. Суханов И. П. Опыт номографического представления системы кривых Пирсона//Проектирование энергосистем и электрических сетей/ВГПИ НИИ Энергосетьпроект. Среднеазиатское отделение.—Ташкент.—1975.— Вып. 10.— С. 88—92.
156. Суханов И. П. Некоторые территориальные особенности развития сильных ветров на Памиро-Алае//Труды САННИГМИ.—1979.— Вып. 70 (151).— С. 15—21.
157. Суханов И. П. Районирование территории Памиро-Алая по ветровым нагрузкам//Труды КазНИГМИ.—1980.— Вып. 66.— С. 101—108.
158. Суханов И. П. Исследование ветровых нагрузок в зоне развития афганца//Труды САНИИ Госкомгидромета.—1985.— Вып. 114 (195).— С. 107—109.
159. Суханов И. П., Джорджио М. В. Районирование территории Туркмении по ветровым нагрузкам//Труды ВНИИГМИ—МЦД.—1984.— Вып. 117.— С. 35—40.
160. Торосян Н. С. Гололедно-изморозевые отложения на территории Армянской ССР//Сб. работ Ереванской ГМО.—1982.— № 4.— С. 3—10.
161. Фатеев Н. П., Рогалев Ю. В., Кожевников Б. Л. Состояние измерений параметров ветра и анализ их метеорологического обеспечения//Труды ГГО.—1982.— Вып. 465.— С. 25—36.
162. Федоров Ю. В., Кочергин В. Ф. Дистанционный тензометрический гололедомер для измерения веса отложений//Вопросы горной энергетики/Кирг. науч.-исслед. отдел энергетики.—Фрунзе, 1975.— С. 61—63.
163. Федорова С. А., Подрезов О. А. Машинная реализация системы вероятностных кривых Пирсона//Применение методов статистики и математического моделирования в энергетических расчетах/Кирг. науч.-исслед. отдел энергетики.—Фрунзе, 1973.— С. 246—258.
164. Ферантотова Г. П., Дегтярев А. Д. Климатические характеристики гололедно-изморозевых отложений по данным Останкинской телемакты//Труды ЦВГМО.—1982.— № 17.— С. 87—92.
165. Фетисов К. В. Местный ветер и локальное давление в районе метеорологической станции Май-Тюбе//Труды САННИГМИ.—1959.— Вып. 1 (16).— С. 93—98.
166. Холодов В. В. Особенности гололедных отложений на конструкции горных ВЛ//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.—М., 1986.— С. 39—48.
167. Холодов В. В. О некоторых основах динамического расчета ветровых воздействий на провода линий электропередачи//Гололедные и ветровые воздействия на конструкции горных ВЛ/Гос. науч.-исслед. энерг. ин-т.—М.: 1986.— С. 6—25.
168. Холодов В. В., Попов Н. И. Влияние конструктивных параметров воздушных линий электропередачи на величину гололедных отложений на проводах//Труды ГГО.—1976.— Вып. 379.— С. 30—36.
169. Чанышева С. Г. Местные ветры Средней Азии.—Л.: Гидрометеонаиздат, 1966.—120 с.
170. Шакасымова У. Климатическая характеристика штормовых зон над Средней Азией//Труды Ташк. гос. ун-та.—1966.— Вып. 270.— С. 87—92.
171. Шелковников М. С. Мезометеорологические процессы в горных районах и их влияние на полеты воздушных судов.—Л.: Гидрометеонаиздат, 1985.—208 с.
172. Школяр Л. Ф., Ивлева Г. Ф., Щербакова Л. Н. Об измерении больших скоростей ветра анеморумбометром М-63М и флюгером с тяжелой доской//Труды ГГО.—1986.— Вып. 493.— С. 44—49.
173. Barros Vicente R., Estevan Eduardo A. On the evaluation of wind power from short wind records.—L. Clim. Appl. Meteorol., 1983, 22, N 6, 1116—1123.
174. Flocchini J., Palau C. On the estimate of the ice maximum mean hourly thickness at Mt. Capellino, Italy.—Zb meteorol. hidrol. rad., 1984, N 10, 330—333.
175. Fujino Yozo, Ito Manabu, Sakai Toshio. Probability distributions of yearly maximum wind speeds in Japan. Eng. Prot. Natur. Disasters. Proc. Int. Conf., Int. Conf., Bangkok, 1980. Ithchester e. a., 1980, 219—229.
176. Mass Clifford F., Albright Mark D. A severe windstorm in the lee of the Cascade Mountains of Washington state.—Mon. Wealter Rev., 1985, 113, N 8, 1261—1281.
177. Menta Kishor C. Wind induced damage observations and their implications for design practice.—Eng. Struct., 1984, 6, N 4, 242—247.
178. Moir J. Ice storms topple towers in Manitoba.—Broadcaster., 1984, 43, N 8, 27—28.
179. Plazinic S., Malikovic N. Damages of Structures due to ice and wind.—Zb meteorol. hidrol. rad., 1984, N 10, 247—252.
180. Simiu E., Filliben J. I. Weibull distributions and extreme wind speeds.—I. Struct. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., 1980, 106, N 12, 2365—2374.
181. Tabony R. C. Extreme value analysis in meteorology.—Meteorol. Mag., 1983, 112, N 1329, 77—98.

## Оглавление

Предисловие . . . . .	3	5.3. Определенные климатически однородных типов и фоновых параметров нагрузок . . . . .	139
Глава 1. Климатические параметры ветровых и гололедных нагрузок на сооружения . . . . .	5	5.4. Построение высотных зависимостей климатических параметров нагрузок . . . . .	143
1.1. Нормативные параметры ветровых и гололедных нагрузок . . . . .	—	5.5. Рекомендации практического характера для разработки региональных карт . . . . .	149
1.2. Определение нормативных значений климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок . . . . .	9	5.6. О принципах разработки автоматизированного процесса определения расчетных климатических условий . . . . .	153
1.3. Проблематика задач достоверной оценки климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок в горных районах . . . . .	12	Глава 6. Максимальные скорости ветра в различных горных районах . . . . .	158
Глава 2. Основные закономерности влияния высоты и рельефа местности на режим сильных ветров и гололедных отложений . . . . .	16	6.1. Тянь-Шань . . . . .	—
2.1. Общность орографического строения горных территорий . . . . .	—	6.2. Памиро-Алай . . . . .	164
2.2. Освещенность метеорологическими данными различных высотных зон и форм горного рельефа . . . . .	19	6.3. Копетдаг, низкие горы и возвышенности Средней Азии и Казахстана . . . . .	168
2.3. Климатическая характеристика режима бурь в горных районах . . . . .	21	6.4. Урал . . . . .	172
2.4. Климатические признаки штормовых ветров, возникающих под влиянием орографии . . . . .	29	6.5. Сахалин . . . . .	176
2.5. Природа аномальных направлений ветра в гребневых зонах высоких хребтов . . . . .	37	Глава 7. Максимальные гололедные отложения в различных горных районах . . . . .	181
2.6. Условия образования гололедных отложений в горных районах . . . . .	41	7.1. Тянь-Шань . . . . .	—
2.7. Климатическая характеристика режима гололедных явлений в горных районах . . . . .	47	7.2. Памиро-Алай . . . . .	186
Глава 3. Коэффициенты для определения нормативных значений климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок в горных районах . . . . .	56	7.3. Копетдаг, низкие горы и возвышенности Средней Азии и Казахстана . . . . .	188
3.1. Организация натурных наблюдений и статистический анализ их данных . . . . .	—	7.4. Урал . . . . .	191
3.2. Влияние периода осреднения на значения больших скоростей ветра . . . . .	63	7.5. Сахалин . . . . .	196
3.3. Вертикальные профили больших скоростей ветра . . . . .	69	Глава 8. Максимальные скорости ветра при гололедных явлениях в различных горных районах . . . . .	200
3.4. Вертикальные профили гололедных отложений . . . . .	70	8.1. О влиянии обледенений ветроприемников на измерение скоростей ветра . . . . .	—
3.5. Влияние закручивания проводов на гололедные отложения . . . . .	87	8.2. Горы Средней Азии и Казахстана . . . . .	204
3.6. Влияние диаметра проводов на гололедные отложения . . . . .	92	8.3. Урал . . . . .	209
3.7. Влияние ориентации проводов на гололедные отложения . . . . .	97	Список литературы . . . . .	213
3.8. Сравнительные данные различных гололедных установок и пути совершенствования измерений осадков . . . . .	100		
Глава 4. Гололедно-ветровые съемки в горных районах, малоосвещенных метеорологическими данными . . . . .	108		
4.1. Организация, цели и задачи микроклиматических гололедно-ветровых съемок . . . . .	—		
4.2. Привязка результатов съемки к более длинным рядам наблюдений на основе оценки однородности выборок . . . . .	112		
4.3. Другие методы анализа результатов гололедно-ветровых съемок . . . . .	118		
Глава 5. Методы построения крупномасштабных карт климатических параметров ветровых и гололедных нагрузок для горных районов . . . . .	128		
5.1. Статистические методы расчетов вероятностных характеристик режимов сильных ветров и гололедных явлений . . . . .	—		
5.2. Принципиальная модель климатических типизаций для сложнопереесеченного рельефа и горных районов . . . . .	135		

Г

Г

I

## Монография

Олег Андреевич Подрезов

### ОПАСНЫЕ СКОРОСТИ ВЕТРА И ГОЛОЛЕДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ

Редактор Л. В. Ковель. Художник Е. З. Имангулова. Художественный редактор  
Б. А. Бураков. Технический редактор Н. В. Морозова. Корректор Е. А. Жарова.

ИБ № 1890.

Сдано в набор 01.11.89. Подписано в печать 25.04.90. М-19552. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 14,0  
Кр.-отт. 14,0. Уч.-изд. л. 16,20. Тираж 860 экз. Индекс ПРЛ-126. Заказ № 269. Цена 2 р. 80 к.  
Гидрометеопздат. 199226, Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского  
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета  
СССР по печати.

190000, Ленинград. Прачечный переулок, 6.