

О.А. Подрезов

ГОРНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ И ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КЫРГЫЗСТАНА





ПОДРЕЗОВ

Олег Андреевич

Доктор географических наук,
профессор, специалист
в области прикладной
климатологии горных районов

Внес значительный вклад в исследования гололедных и ветровых нагрузок на сооружения в малоизученных горных и пустынных районах Средней Азии – Тянь-Шаня, Памира и Копетдага, а также Урала и Сахалина.

Инициировал открытие в вузах Кыргызстана кафедр по подготовке специалистов-метеорологов и был первым руководителем таких кафедр в Киргизском государственном университете (1981–1995 гг.), а затем в Киргизско-Российском Славянском университете (1995–2011 гг.).

Подготовил 19 кандидатов наук в области прикладной климатологии горных районов. Автор 17 научных монографий, учебников и учебных пособий, а также более 150 научных статей.

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
КЫРГЫЗСКО-РОССИЙСКИЙ СЛАВЯНСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

О.А. Подрезов

ГОРНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ И ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КЫРГЫЗСТАНА

*Посвящается 175-летию со дня рождения
выдающегося исследователя Центральной Азии
Николая Михайловича Пржевальского*

Бишкек 2014

УДК 551.515.4 (575.2)
ББК 26.234.7
П 44

Рецензенты:

д-р техн. наук *Е.М. Родина*,
д-р геогр. наук, проф. *В.С. Чередниченко*,
канд. техн. наук, проф. *В.А. Юриков*

Рекомендовано к изданию Ученым советом ГОУВПО КРСУ

Использованы фотографии из сети Интернет

Подрезов О. А.

П 44 ГОРНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ И ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КЫРГЫЗСТАНА. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2014. 170 с.

ISBN 978-9967-19-031-3

В первой части монографии рассматриваются основные вопросы горной климатологии, имеющие общий характер: история изучения климата гор, горная биометеорология, опасности и поведение человека в горах, радиационные факторы формирования горных климатов и атмосферные циркуляции, вызываемые горным рельефом. Приведены численные данные полученных решений по Средней Азии, в частности территории Кыргызстана.

Во второй части приводятся высотные зависимости многих метеорологических характеристик на территории Кыргызстана, полученные автором и его учениками. Исключение представляет раздел о годовых суммах осадков, подготовленный по данным публикаций. Дается схема климатической типизации горных районов, позволяющая выявлять высотные зависимости, которые полностью или частично замаскированы влиянием рельефа местности.

Может быть использована при осуществлении хозяйственной деятельности в регионе, в качестве научного пособия по горной климатологии для бакалавров, магистров и аспирантов направления «Гидрометеорология», а также методической основы для аналогичных исследований в других горных регионах.

П 1805040500-13

ISBN 978-9967-19-031-3

УДК 551.515.4(575.2)

ББК 26.234.7

© ГОУВПО КРСУ, 2014

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга посвящается выдающемуся исследователю горных систем Центральной Азии – Николаю Михайловичу Пржевальскому, 175-летие со дня рождения которого широко отмечается в России и Кыргызстане. Великий географ-путешественник завещал похоронить себя на Иссык-Куле (Тянь-Шань), где он во время своего пятого путешествия преждевременно скончался от брюшного тифа. На живописном крутом обрыве восточного побережья озера, вблизи г. Каракол, ему установлен бронзовый памятник со скромной, согласно его завещанию, надписью: «Путешественник Н.М. Пржевальский».



Н. М. Пржевальский
(1839–1888) – русский географ, исследователь
Центральной Азии, генерал-майор, почетный
член Петербургской Академии наук



Монография подготовлена на кафедре метеорологии, экологии и охраны окружающей среды Кыргызско-Российского Славянского университета (КРСУ) и является результатом многолетних научных исследований. В ней рассматриваются вопросы высотной климатической зональности Кыргызстана (Тянь-Шаня) – главной специфики климатов любой горной страны. Книга выходит в свет к моменту проведения в стенах университета Международной научно-практической конференции, посвященной 175-летию со дня рождения этого выдающегося исследователя и организаторами которой стали Посольство России в Кыргызской Республике, Национальная академия наук Кыргызской Республики и многие другие организации.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является результатом многолетних исследований автора и его учеников по прикладному климатическому изучению Кыргызстана, существенно переработанным и дополненным изданием «Горной метеорологии и климатологии», 2000 г. [36]. Побудительным мотивом проведения этих научно-прикладных климатических исследований послужили проблемы, возникающие при определении расчетных гололедных и ветровых нагрузок для проектируемых линий электропередачи 500 кВ от строившихся в 1970 г. Токтогульской ГЭС в Кыргызстане и Нурекской ГЭС в Таджикистане. Не меньшие трудности возникали и при прокладке других горных линий более низкого класса напряжений. Это было обусловлено, в том числе и тем, что данные имевшейся, хотя и довольно густой, сети горных метеостанций, не позволяли учесть влияние открытых склонов хребтов и открытых их гребней, которые пересекали эти линии. Поэтому было невозможно использовать аналоговые данные метеостанций, поскольку все они располагались в орографически защищенных условиях. Примером может служить трасса ЛЭП-110 кВ «Кочкорка–Нарын», которая проходит по открытому перевалу Кумбель (высота до 3,6 км). В качестве аналоговых для этого перевала были взяты данные непоказательной метеостанции «перевал Долон» (3,03 км, перевал «утоплен» в рельеф на 500–600 м, поэтому гололедные осадки не превышают здесь 0,5 кг/м, а скорости ветра 25 м/с), которая располагалась всего в 5 км западнее. В результате в марте 1969 г. сильным ветром и гололедом была сломана одна металлическая опора, две повреждены, и на всем участке перевального плато на протяжении 13 км линию пришлось переустанавливать и усиливать. При этом восстановительные работы были перенесены на лето из-за лавинной недоступности этого района зимой. Постоянно страдает из-за больших гололедно-ветровых нагрузок на открытом 5-километровом гребневом участке Ферганского хребта (район пер. Сары-Кыр) также и ВЛ 110 кВ «Джалал-Абад–Казарман», хотя она с учетом полученного опыта уже была запроектирована на большую гололедно-ветровую нагрузку, соответствующую сочетанию отложений в 7,5 кг/м при одновременной скорости ветра 25 м/с. В этом случае причиной, прежде всего, явился неудачный выбор трассы – линия на протяжении 5 км идет по открытому гребню хребта перпендикулярно к направлению сильных гололедо-несущих ветров, тогда как «правилom» является пересечение гребня по кратчайшему отрезку. На этой линии неоднократно наблюдались осадки плотной изморози до 25–45 см в диаметре при сопровождении их очень сильным ветром.

В 1965 г. в Киргизском НИО Энергетики Минэнерго СССР была создана специальная научно-исследовательская лаборатория по изучению климатических нагрузок на ЛЭП, которую с момента ее основания возглавил автор и в задачи которой входило исследование нагрузок на проектируемые магистральные ЛЭП в горных областях Средней Азии, Сибири и Сахалина. Лаборатория в течение 25 лет систематически проводила зимние экспедиционные гололедно-ветровые съемки в неосвоенных метеостанциями склоновых и гребневых зонах хребтов этих территорий. Уникальный опыт таких исследований и новый наблюдательный материал послужили в дальнейшем методической основой всех будущих исследований автора по прикладной климатологии горных территорий.

Занимая основную западную часть Тянь-Шаня и значительную часть Памиро-Алая, Кыргызстан имеет сложную горную территорию (средняя высота 2,684 км) с диапазоном высотных отметок от 0,6 км в подгорных долинах до 4–4,5 км и более в гребневых

зонах многих хребтов. Максимальная отметка – Пик Победы, высота которого 7439 м. Главной климатической особенностью Кыргызстана является его высотная климатическая зональность, выражаемая численно высотными климатическими зависимостями. Однако представить эту зональность в «чистом виде» в форме высотных зависимостей различных характеристик температуры, осадков, снежного покрова, гроз, гололедных отложений, максимальных скоростей ветра и др., как правило, не представлялось возможным (кроме характеристик температуры, и то, исключая минимальные температуры). Проблема состояла в том, что в горах высота не единственный, а порой и не главный фактор формирования горных климатов. Влияние горного рельефа и орографии различных масштабов может маскировать, затушевывать и полностью искажать имеющиеся высотные зависимости климатических характеристик. Потребовалась разработка специального подхода для учета влияния рельефа и орографии для получения зависимостей, пригодных для практического использования.

В первой части работы на основании публикаций различных авторов рассматриваются основные вопросы горной климатологии, имеющие общий характер: история изучения климата гор, горная биометеорология, опасности и поведение человека в горах, радиационные факторы формирования горных климатов и атмосферные циркуляции, вызываемые горным рельефом. Приведены полученные численные данные по этим характеристикам климата для Средней Азии, в частности территории Кыргызстана. Описание режима горно-долинной и склоновой циркуляций Чуйской долины и двух бор Иссык-Кульской котловины – улана и санташа – сделано по результатам собственных исследований. Эта часть книги носит, прежде всего, учебный характер.

Вторая часть книги посвящена задаче аналитического представления различных высотных зависимостей на территории Кыргызстана. Рассматриваются высотные зависимости многих метеорологических характеристик на территории Кыргызстана, найденные в результате исследований автора и его учеников. Исключение представляет раздел о годовых суммах осадков, подготовленный по данным публикаций. Приводится схема климатической типизации горных районов, использование которой, по мнению автора, позволяет установить высотные зависимости (тогда, когда они существуют) и которые при «обычном подходе», как правило, не просматриваются, поскольку обычно полностью или в значительной мере замаскированы влиянием рельефа местности.

Найденные для Кыргызстана высотные зависимости в большинстве случаев представлены аналитическими выражениями, а также даются в табличной форме и иллюстрируются графически. Приводятся использованный исходный материал и методика исследований, позволяющие судить о качестве и надежности найденных решений, дается краткий анализ основных результатов. Эта часть книги имеет оригинальный научный и одновременно учебный характер.

ЧАСТЬ 1

ВОПРОСЫ ГОРНОЙ КЛИМАТОЛОГИИ

В трех темах восьми разделов первой части книги на основании публикаций различных авторов рассматриваются основные вопросы горной климатологии, имеющие общий характер: история изучения климата гор, горная биометеорология, опасности и поведение человека в горах, радиационные факторы формирования горных климатов и атмосферные циркуляции, вызываемые горным рельефом.

Приведены численные данные полученных решений и результатов по Средней Азии или территории Кыргызстана.

Описание режима горно-долинной и склоновой циркуляций Чуйской долины и двух бор Иссык-Кульской котловины – улана и санташа – сделано по результатам собственных исследований автора.

1

ГОРЫ И ИЗУЧЕНИЕ ИХ КЛИМАТОВ. ГОРНАЯ БИОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ПОВЕДЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА В ГОРАХ

В этом разделе приводятся самые общие сведения о горных системах Мира, рассматриваются вопросы истории изучения погоды и климата гор на основе данных магнито-метеорологических обсерваторий и горных метеостанций. Приведен перечень опасностей и даны правила поведения человека в горах. Особо выделены вопросы горной биометеорологии – теплового состояния и теплового баланса человека, теплозащитных свойств одежды, терморегуляторных функций организма и теплового комфорта. Последнее особенно важно в горах с их экстремальными погодными условиями, тем более, что эти вопросы практически не рассматриваются в других метеорологических дисциплинах.

1.1 Характеристика горных областей, история исследования погоды и климата гор, опасности и поведение человека в горах

Изучение горной метеорологии следует начать с краткой характеристики горных областей Земли и истории исследований погоды и климата в горах. Вторым вопросом, знание которого необходимо на самом первом этапе, являются специфические опасности, поджидающие человека в горах, и простейшие правила поведения, чтобы избежать или снизить их риски. Этим вопросам и посвящен настоящий раздел.

1.1.1 Основные данные о горных системах Земли

Следует отметить, что общепринятого определения гор до сих пор не существует. Определяя это понятие, мы неизбежно вводим произвольные допущения. Главная характеристика горных территорий – высота места – не может служить их исчерпывающим критерием. Например, даже в периферийных районах Тянь-Шаня высоты подножий достигают 1000–1400 м, тогда как для Урала, Крымских гор и даже многих цепей Копет-Дага это уровень гребневой зоны хребтов. Однако все это не имеет для горной климатологии какого-либо существенного значения. По рельефу и орографии местности всегда можно безошибочно разделить горные и не горные территории.

В физической географии приняты следующие ступени высот, которых в большинстве случаев достаточно придерживаться на практике:

- низменности – до 200 м,
- возвышенности и низкие плато – 200–500 м.
- низкие горы – 500–1000 м.
- средние горы – 1000–3000 м,
- высокие (альпийские) горы – более 3000 м.

Площади всех гор и высоких нагорий (с высотами более 3 км), занимают 20 % суши (таблица 1.1). Причем высокие горы и высокие нагорья (более 3 км) составляют 6 %, средние горы без нагорий (1–3 км) – 9 % и низкие горы (до 1 км) так же без нагорий – 15 %.

На рисунке 1.1 показано распределение гор по земному шару с некоторыми их климатическими характеристиками, а на рисунке 1.2 дан схематический разрез горных систем северного и южного полушарий от экватора к полюсам с указанием крайних положений высоты леса и снеговой линии. Оба эти рисунка, заимствованные из работы

Таблица 1.1 – Площади гор и нагорий земного шара
(площадь суши равна $149 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) [4]

Высота, м	Горы, 10^6 км^2	Нагорья, 10^6 км^2	Отношение площадей гор и суши, %
Более 3000	6		4,0
2000–3000	4	6	2,7
1000–2000	5	19	3,4
До 1000	15	92	10,1
Всего	30	117	20,2

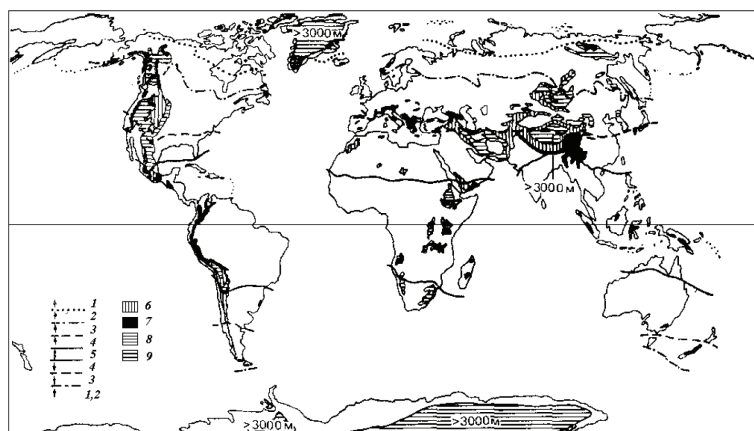


Рисунок 1.1 – Горные и высокогорные зоны земного шара и их некоторые климатические характеристики (по Н. Крейтцбергу) [4].

Климатические районы: 1 – полярный, 2 – субполярный, 3 – умеренный, 4 – субтропический, 5 – тропический. Климаты гор и возвышенностей: 6 – горы сухого климата (>2000 м, 0–5 месяцев с дождем), 7 – горы влажного климата (>2000 м, 5–12 месяцев с дождем), 8 – возвышенности сухого климата (1200–3000 м, 0–5 месяцев с дождем), 9 – возвышенности влажного климата (1200–3000 м, 5–12 месяцев с дождем). Высокие плато отмечены как «>3000 м»

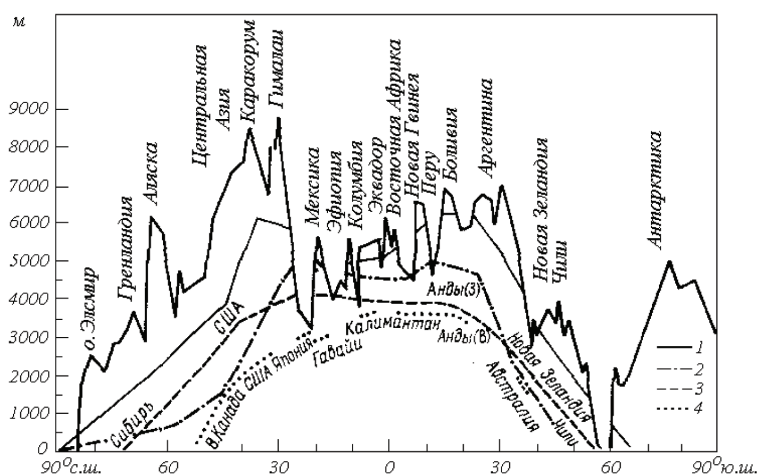


Рисунок 1.2 – Схематический вертикальный разрез высочайших вершин земного шара [4]: 1 – наибольшая высота снеговой линии, 2 – наименьшая высота снеговой линии, 3 – наибольшая высота верхней границы леса, 4 – наименьшая высота верхней границы леса

[4], дают наглядное представление о мощности горных систем и их повсеместном распространении от экваториальных до полярных широт.

В первую пятерку высочайших горных систем мира входят следующие (в скобках приведено название вершин с максимальной отметкой):

1. Гималаи (Джомолунгма – 8848 м). 2. Каракорум (Чогори – 8611 м). 3. Гиндукуш (Чиричмир – 7690 м). 4. Памир (пик Коммунизма – 7495 м). 5. Тянь-Шань (пик Победы – 7439 м). Всего в мире насчитывается 14 «восьмитысячников» и все они находятся в Гималаях и Каракоруме.

Значительная часть территории стран СНГ представлена разновысотными горами. Самые высокие из них – уже названные Памир и Тянь-Шань. Только перечисление названий остальных гор занимает значительное место. В европейской части это Хибины (1191 м), Урал (1894 м), Украинские Карпаты (2061 м), Крымские горы (1545 м), Кавказ (5642 м). В азиатской части: Казахский мелкосопочник (1565 м), Копетдаг (2942 м), Джунгарский Алатау (4464 м), Тарбагатай (2992 м), Алтай (4506 м), Саяны (3491 м), горы Прибайкалья и Забайкалья (до 2999 м), включающие большое число хребтов, Становой хребет (2412 м), горы Приамурья и Южного Приморья (до 2077 м), хребет Джугджур (1906 м) и далее на север горы северо-востока Сибири и Чукотки (до 3147 м), горы Камчатки с Ключевой сопкой (4750 м), являющейся самой высокой вершиной Сибири и Дальнего Востока.

Территория Кыргызстана [2] занимает основную западную часть Тянь-Шаня (меньшая восточная расположена в Китае) и часть Памиро-Алая. Это высочайшие горные системы Мира с пиками Победы (7,439 км) и Хан-Тенгри (6,995 км) на Тянь-Шане и пиком Ленина (7,134 км) на Памиро-Алае.

1.1.2 Краткие сведения об истории развития метеорологической сети и исследований гор

Хотя человек издавна жил в горах, систематические научные исследования погоды и климата гор начались только с середины XIX в. [4]. Но отдельные метеорологические измерения были сделаны гораздо раньше. Так, в 1648 г. Флорен Перье по просьбе Паскаля с помощью простой торричеллевой вакуумной трубки (трубка, длиной около 1 м, запаянная с одного конца, заполненная ртутью, и опущенная вторым открытым концом в емкость со ртутью) произвел измерение атмосферного давления у подножья и на вершине невысокой горы Пюи-де-Дом (Франция, 1,4 км). Так был доказан как сам факт существования атмосферного давления, так и его убывание с высотой. Только спустя 140 лет в 1787 г. физик и альпинист О.Б. Соссюр при восхождении на Монблан в Альпах провел измерения относительной влажности воздуха на различных высотах с помощью изобретенного им волосного гигрометра. В 1788 г. им была организована в Альпах серия параллельных наблюдений за температурой воздуха через каждые 2 часа на различных высотах – 3360, 1050 и 375 м. Так впервые был измерен вертикальный градиент температуры в горах и установлен его суточный ход. Тогда еще не знали причины понижения температуры в горах. О.Б. Соссюр, которого по праву можно считать первым горным метеорологом, был ближе всех к этой разгадке. Только 100 лет спустя такие же данные о вертикальном градиенте температуры были получены Юлиусом Ганном.

Лишь с середины XIX в. (т. е. примерно 150 лет назад) начались систематические метеорологические наблюдения и изучение погоды и климата гор. Произошло это в связи с практическими запросами развивающейся экономики и развитием научных исследований во всех областях знаний. Стали открываться горные обсерватории в Европе, Америке и других странах. Правда их открытие, прежде всего, связывалось с проведением

астрономических и геомагнитных наблюдений, но параллельно обязательно выполнялись и метеорологические наблюдения. Список 19 основных обсерваторий, открытых до 1900 г. [4], приведен в таблице 1.2 в хронологическом порядке их образования. Некоторые из них работают по настоящее время. Практически единственная обсерватория, открытая в последнее время, расположена на горе Мауна-Лоа (Гавайские острова, 3399 м, 1959 г.) и является ведущей обсерваторией Мира по наблюдениям за солнечной радиацией и концентрацией малых газовых составляющих земной атмосферы.

Наблюдения обсерваторий за солнечной радиацией в горах, по мере совершенствования самих актинометрических измерений, позволили к 1910 г. определить вполне удовлетворительную оценку солнечной постоянной – 1343 Вт/м², которая сейчас уточнена и с 1956 г. принимается равной 1368 Вт/м².

Однако энтузиазм развития обсерваторий сравнительно быстро угас из-за трудностей и дороговизны их работы, а также весьма ограниченной метеорологической репрезентативностью горных станций и малой эффективностью практического использования их данных для синоптического анализа. Очевидно, что исключительное многообразие рельефных и высотных условий в горах делает метеорологические наблюдения показательными только для ограниченного участка их проведения. Требуется или организация наблюдений в очень большом числе пунктов или какое-то обоснованное их расположение по высотным зонам и типам орографических условий. Горные же метеостанции, как правило, располагаются в удобных для их обслуживания местах, а не там, где они нужны на самом деле.

Таблица 1.2 – Главные горные обсерватории, открытые в различных странах до 1900 г.

Обсерватория	Высота, м	Страна	Период работы
Хоэнпейссенберг	989	Германия	С 1781 г.
Хох-Обир	2044	Австрия	1847–1943 гг.
Гора Вашингтон	1915	США	1870–1892 гг.; с 1932 г.
Гора Пайкс-Пик	4311	США	1874–1888 гг.; 1892–1894 гг.
Пюи-де-Дом	1467	Франция	С 1878 г.
Ликская (г.Гамильтон)	1283	США	С 1880 г.
Снежка	1603	Польша	С 1881 г.
Пик-дю-Миди-де-Бигорр	2860	Франция	С 1881 г.
Зентис	2500	Швейцария	С 1882 г.
Зоннблик	3106	Австрия	С 1886 г.
Монблан	4359	Франция	1887–1893 гг.
Влк. Фудзияма	3716	Япония	1888–1931 гг.; с 1932 г.
Фихтельберг	1213	Германия	С 1891 г.
Влк. Этна	2950	Италия	1892–1906 гг.
Влк. Мисти	5822	Перу	1893–1895 гг.
Бен-Невис	1343	Шотландия	1893–1904 гг.
Брокен	1142	Германия	С 1895 г.
Белашница	2067	Югославия	1895–1915 гг.
Цугшпитце	2962	Германия	С 1900 г.

В России не было горных обсерваторий, а развитие шло по пути создания горных метеостанций. Горные метеостанции в большинстве случаев были открыты благодаря энтузиазму русских путешественников, исследователей, военных и чиновников. Список таких станций, открытых в конце XIX в. и самом начале XX в., приведен в таблице 1.3. Так, первая метеостанция в Киргизии [11] была организована путешественником

Н.А. Северцевым в 1856 г. на Иссык-Куле на высоте более 1600 м на военном посту Ак-Су (потом с. Теплоключенка). Но проработала она, к сожалению, всего полгода.

Таблица 1.3 – Горные и высокогорные станции, работавшие в России со второй половины XIX в.

Станция	Район	Высота, м	Годы наблюдений
Кош-Агач	Алтайский край	1758	1907, 1908
Монды	Забайкалье	1303	1900–1903, 1905–07, 1915–17
Перевальная	"	1024	1905–1917
Верхняя Мишиха	Иркутская обл.	1280	1896–1903
Абастумани	Кавказ	1265	1884–1917
Ахалкалаки	"	1717	1900–1917
Бакуриани, ж.-д.	"	1654	1903–1917
Гудаури I	"	2197	1887–1917
Коби I	"	1987	1887–1917
Крестовый перевал	"	2395	1896–1917
Млета	"	1428	1897–1917
Тетри-Цкаро	"	1140	1897–1903
Усенги	"	1858	1911–1915
Хунзах	"	1685	1893–1996, 1898–1901
Цеми	"	1117	1902–1917
Цинхаду	"	1910	1912–1917
Шуша, реальное училище	"	1304	1884–1912
Алтын-Эмельское опытное поле	Казахстан	1300	1915–1917
Арасан	"	985	1897–1901, 1903–1910, 1914
Благовещенское	"	1250	1914, 1915, 1917
Катон-Карачай	"	1081	1898–1917
Копал	"	1239	1883, 1885–1904, 1908–1914
Марка-Куль	"	1410	1913–1917
Орловский поселок	"	1081	1908, 1909, 1911–1917
Байтык	Киргизия	1579	1912
Балыкчи (Рыбачье)	"	1645	1894
Бишкек (Пишпек)	"	800	1896
Иркештам	"	2819	1889–1990
Каракол	"	1770	1883
Кочкорка	"	1810	1915
Нарын	"	2039	1887
Ош	"	1116	1882
Токмак	"	820	1895
Ай-Петри	Крым	1180	1895–1917
Мургаб, правый берег	Таджикистан	3576	1894–1917
Пенджикент (Дупули)	"	1015	1881–1884, 1915–1917
Хорог	"	2075	1899–1905, 1907–1915
Гаудан	Туркмения	1486	1898–1910, 1912–1915

В марте 1881 г. чиновником А.В. Мишенкиным (при поддержке академика А.Ф. Миддендорфа) была открыта станция в г. Ош (890 м). В сентябре 1881 г. подполковник артиллерии Я.И. Корольков организовал станцию Каракол (1720 м) и бессменно,

вплоть до 1933 г., безвозмездно вел на ней метеорологические наблюдения. В 1885 г. военный офицер А.М. Ларионов, проходивший службу в Нарыне (2040 м), по собственной инициативе организовал здесь метеорологическую станцию, которая в настоящее время имеет непрерывный ряд наблюдений за температурой воздуха с 1888 г. Затем были открыты метеостанции в военных укреплениях Иркештам (2819 м, в 1889 г.), Рыбачьем (1894 г.), Токмаке (820 м, в 1895 г.) и Пишпекке (800 м, в 1896 г.). Конечно, техническое оснащение, объем наблюдений и их регулярность были несравнимы с государственными горными обсерваториями (таблица 1.2), так как поддерживались в основном энтузиазмом передовых людей того времени. После своего открытия они, как правило, имели перерывы в работе, но многие действуют по настоящее время.

В Средней Азии самыми высокогорными станциями в настоящее время являются МС Тянь-Шань, расположенная на высоте 3614 м в Кум-Торских сыртах, которая была открыта в 1933 г., и МС Ледник Федченко на Памире на высоте 4170 м.

Лучше всего в метеорологическом отношении изучены, несомненно, Альпы, а меньше всего – горные системы Центральной Азии и Анды. За последние 30–40 лет сравнительно хорошо изучены Уральские горы, Кавказ, Карпаты, Тянь-Шань, Памир и несколько хуже Алтай с Саянами. Слабо исследованы горы Восточной Сибири и Сахалина ввиду редкой метеорологической сети и по аналогичной причине многие другие горные районы мира.

Начиная с 1950 г. в Европе каждые два года проводятся конференции по альпийской метеорологии. Тематика горной метеорологии неизбежно присутствовала на многочисленных метеорологических конференциях, систематически проводившихся в бывшем СССР. Широкий интерес к горной метеорологии привел к организации международного Альпийского эксперимента (АЛЬПЕКС) как части Программы исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). Однако в целом по сравнению с равнинной территорией горные области Земли в климатическом отношении остаются изученными гораздо слабее.

1.1.3 Опасности и поведение человека в горах

Пребывание человека в горах сопряжено с целым рядом опасностей, часть из которых является спецификой чисто горных условий. Это горная болезнь, вызванная недостатком давления кислорода, снежные лавины, переправы через горные реки, возможность неожиданных паводков и селей, опасные горные погоды, специфика передвижений в трудной мало населенной местности. Рассмотрим кратко некоторые из этих факторов гор [4, 18, 20, 30, 35].

Горная болезнь (гипоксия и гипокания). Поскольку содержание кислорода в воздухе составляет 21 %, то его парциальное давление $p(O_2)$ в атмосфере и в легких человека $p_d(O_2)$ соответственно будет равно

$$p(O_2) = 0,21 \cdot p, \quad p_d(O_2) = 0,21 \cdot (p - 63), \quad (1.1)$$

где p и p_d , гПа; 63 гПа – соответствуют насыщающему давлению водяного пара в легких при температуре 37 °С. Это необходимо для выполнения квазистатического условия – давление в атмосфере и легких человека являются равными. При нормальных условиях (p близко к 1000 гПа) давление кислорода в атмосфере составляет порядка 210 гПа, а в легких человека 197 гПа. С поднятием вверх оно падает в соответствии с падением общего давления. Например, для Кыргызстана в среднем падение p и $p(O_2)$ равны значениям, приведенным в таблице 1.4 (см. раздел 4.2).

Таблица 1.4 – Средние значения давлений p и $p(O_2)$ на различных высотах в Кыргызстане

Характеристика давления	Высота, км								
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	5
p , гПа	958	903	851	801	753	708	665	624	549
$p(O_2)$, гПа	201	190	179	168	158	149	140	131	115
$p_d(O_2)$, гПа	188	176	165	155	145	135	126	118	102

Таблица 1.5 – Высотные зоны допустимого пребывания человека при условиях адаптации

Z, км	Характеристика зоны
>8	Смертельная (можно находиться 3 мин на $z=8$ км и 9 сек на $z=16$ км)
6–8	Критическая (с расстройством жизнедеятельности)
4–6	Неполная компенсация (с ухудшением самочувствия)
2–4	Полная компенсация (адаптация)
1–2	Безопасная

С высотой кровь начинает недонасыщать кислородом мозг и ткани человека, что вызывает сначала легкие приступы горной болезни (учащение сердцебиения, потеря аппетита, сонливость, вялость, апатия, упадок сил, и др.), которые затем усиливаются и при снижении давления $p_d(O_2)$ до значений менее 100 гПа (т. е. в два раза более низких по сравнению с нормальным) горная болезнь может развиваться до тяжелых форм – боль в суставах, потеря чувствительности конечностей, потеря сознания, отек легких. Очень опасным является отек легких при быстром подъеме. Отек легких – это заполнение легких жидкостью из крови и тканей, что приводит к сокращению или прекращению их функций. Возникает одышка, кашель, удушье и часто наступает смерть, если не принять экстренных мер. Обычно, кроме всего прочего, требуется спуск человека на более низкие высоты, где функции легких могут восстановиться. Но спуск не должен быть чрезмерно быстрым, чтобы не вызвать кессонную болезнь.

Горная болезнь развивается по следующей схеме: появившийся недостаток кислорода в крови организм пытается восстановить учащенным дыханием, что, в свою очередь, вызывает гипервентиляцию легких со снижением содержания в крови CO_2 (гипокапния). Но углекислый газ в значительной мере ответственен за нормальное функционирование мозга. При его недостатке происходит расстройство многих жизненных функций организма. Частично восстановить содержание CO_2 можно сделав несколько вдохов-выдохов в закрытый полиэтиленовый кулек. Но это полезная временная мера дает только кратковременный эффект. Горная болезнь, таким образом, есть одновременное развитие гипоксии и гипокапнии, возникших при изначальном недостатке давления кислорода.

Горная болезнь в достаточно заметной форме у больных людей начинает проявляться примерно с 2 км, а у здорового человека с 3–4 км. Начиная с 3 км, обычно требуется недельная адаптация, которая далее повторяется через каждый км высоты. Однако, начиная с 3–4 км, полной адаптации организма не наступает и человек может без ущерба для организма выполнять только ту работу, которая не требует повышенных физических нагрузок. Например, на высотах 3 и тем более 4 км в футбол не играют, это никому не приходит даже в голову. В таблице 1.5 приведены общепринятые критерии степени опасности различных высотных зон для пребывания в них здорового специально адаптированного человека. Как видно, полностью безопасная зона ограничена 2 км. Уже с 3 км начинаются риски, особенно опасные для молодых неадаптированных людей, ча-

сто легкомысленно пренебрегающих опасностью. Имеется много впечатляющих описаний расстройств психики, галлюцинаций и крайнего напряжения, которое требовалось преодолеть опытным сверхподготовленным альпинистам при восхождениях на гималайские восмьтысячники.

Снежные лавины. Для неопытного человека – это наиболее коварная, внешне не видимая и потому неподозреваемая опасность. Даже в странах с хорошей службой предупреждения лавинной опасности ежегодно гибнут от 25 до 50 человек (Австрия, Швейцария, Япония и др.) [30].

Свежий сухой снег может удерживаться на склоне с углом до $30\text{--}40^\circ$, а влажный скользит уже на склонах в 15° . Критический угол зависит от температуры, плотности, высоты, влажности, ветра, вновь выпавшего снега и даже может быть спровоцирован весом человека. Поэтому угол наклона склонов лавин всех категорий имеет широкий диапазон – от 15° до $50\text{--}60^\circ$. На более крутых склонах снег просто не держится, и лавины здесь не формируются. Наиболее опасным является наклон склона $25\text{--}50^\circ$. Толщина снега, при которой возникают лавины, составляет 30–50 см и более [18, 20, 30].

Лавиной называется снежная масса, которая приходит в движение на горном склоне под воздействием любой из причин. Существует несколько классификаций лавин по их генезису, характеру движения, топографии склона и др., которые здесь не рассматриваются. Кратко охарактеризуем лишь три возможных категории лавин.

Лавины из рыхлого снега. Они формируются в рыхлом снеге, когда силы его внутреннего сцепления между различными слоями и подстилающей поверхностью ослаблены. Обычно эти лавины возникают в точках резкого изгиба рельефа и по мере движения захватывают все большую часть снежной массы на склоне. Такой поток на крутых склонах может приобрести огромную скорость – до 300 км/час. Он толкает перед собой воздух, создавая ударную волну иногда большой разрушительной силы. Однако лавины этого типа могут быть и небольшими и двигаться с малыми скоростями, так что от них можно даже убежать. Лавины рыхлого снега имеют тенденцию формироваться в периоды с высокой лавинной активностью (длительные снегопады) и сходить по несколько раз в день даже из одного и того же лавиносбора во время снегопада. Но они сходят и после его прекращения при хорошей погоде и достаточном накоплении снега.

Лавины из снежной доски. Такие лавины возникают при уже уплотнившемся снеге, поверхность которого составляет единую мягкую или жесткую снежную плиту (имеет характер наста). Часто это бывает при хорошей ясной погоде после предшествующего уплотнения снега, произошедшего из-за метелевого переноса или других факторов. Лавины начинаются не в точке, а сразу возникает достаточно широкая линия отрыва снежной плиты в верхней части склона (в десятки или даже сотни метров шириной). Линия отрыва возникает в местах максимального напряжения снежного покрова, когда сцепление нижних слоев снега между собой или подстилающей поверхностью ослаблено. Эти лавины обычно имеют большую массу и поэтому наиболее опасны. При их возникновении слышится характерный низкочастотный хлопок – звук, возникающий при отрыве снежной доски от склона.

Водоснежные потоки. Это отдельный тип лавин, которые состоят из насыщенного влагой снега. Разновидностями таких лавин являются гидронапорные лавины, снежные сели, слякотные лавины и др. Характерно, что они возникают при углах наклона $5\text{--}25^\circ$, но возможны и на более крутых склонах. Водоснежные потоки могут возникать как в свежем, так и в старом снеге. Главным условием являются такие погодные процессы, когда приток воды в снег больше ее оттока, вода накапливается в снежном покрове, толщина которого не менее 50 см, в результате чего он теряет устойчивость и начинает движение по уклону.

Для человека, попавшего в лавину, не так уж важно знать, к какому типу она принадлежит. Однако знание типов лавин и причин, которые их вызывают, является ключом хотя бы к ориентировочной оценке лавинной опасности склона в каждой конкретной ситуации. Любой человек в лавиноопасной зоне должен полагаться прежде всего на себя и использовать свои знания о лавинах.

Избегайте лавинной опасности путем следующих мер [30].

1. Тщательно выбирайте маршрут. Изучите известные пути схода лавин, преобладающие ветры и данные последнего бурана. Хороший источник информации – ближайший лавинщик или руководитель лыжного патруля.

2. Обходите известные опасные склоны. Пересекайте сомнительный склон по одному человеку и как можно выше по склону или же дальше от места возможного выхода лавины. Безопасен путь по гребню хребта, но не ходите по выступу карниза.

3. Будьте внимательны. По мере передвижения постоянно контролируйте состояние снега. Перед тем как выйти на большой склон, испытайте маленький с такими же крутизной и ориентацией по отношению к солнцу. Наблюдайте за погодой: любое внезапное ее изменение опасно.

4. Правильно используйте свое время. Пересидите сильный буран и некоторое время после него, пока не сойдут лавины или пока не осядет снег. Контролируйте каждый свой шаг. В самые первые часы бурана передвижение возможно. Употребите это время для выхода из лавиноопасного района. Весной период между десятью часами утра и заходом солнца наиболее лавиноопасен. Ранние утренние часы перед восходом солнца наиболее безопасны.

5. Прибегайте к самозащите. Если все-таки необходимо пересечь очень опасное место, пусть один человек на лыжах проверит склон. Этому человека следует страховать альпинистской веревкой и лавинным шнуром. Не удовлетворяйтесь одной проверкой. У лавин есть предательская привычка выбирать третьего лыжника в цепи идущих, т. е. производить так называемый «затяжной» выстрел.

Лавинные спасательные работы

1. Человек, попавший в лавину, должен сделать все, что он может, для собственной безопасности. Переборщить тут невозможно. Старайтесь оставаться на поверхности и вырваться из главного лавинного потока, как бы плывя в лавине. Цепляйтесь за любое препятствие по пути. Если можете, сбросьте лыжи, иначе лавина сделает это за вас. Одно вы наверняка можете и должны сделать – прикрыть рот и нос. Если вы находитесь в сознании в момент остановки лавины, сделайте все, что сможете, чтобы образовать воздушную полость вокруг своей головы и грудной клетки прежде, чем лавина уплотнится.

2. Люди, попавшие в лавину, погибают или немедленно от ушибов, или через несколько часов от удушья. Два часа – это нечто вроде критического периода. Возможно, что жертва проживет и дольше, но по истечении двух часов ее шансы выжить быстро снижаются.

3. Спасшиеся от лавины должны заметить место, где они в последний раз видели жертву на поверхности, и отметить его так, чтобы оно не исчезло после снегопада или метели. Сразу осмотрите лавину ниже этой точки в поисках любых следов жертвы – обломков снаряжения или обрывков одежды. Ищите жертву вблизи этих следов и в других наиболее вероятных местах, куда она могла попасть.

4. Если группа достаточно велика, кто-то должен отправиться за помощью, в то время как другие проводят немедленное обследование. Если группа мала, прежде всего, следует провести немедленное обследование.

5. Если немедленное обследование оказалось безуспешным, участок лавины ниже точки, где в последний раз видели жертву, нужно обследовать более тщательно лавинным зондом. Наиболее вероятные места нахождения жертвы – самые крупные нагромождения снега, на поворотах и в местах завихрений, где часть лавины останавливается.

6. Когда жертва найдена, прежде всего примите меры против удушья, т. е. начните делать искусственное дыхание.

В заключение приведем очень простой, но весьма эффективный перечень из 5 правил маршрутных передвижений в горах, выполнение которых являются «альфой и омегой» техники безопасности в горах.

1. Всегда желательно передвигаться группами. Одиночное передвижение возможно только при крайней необходимости.

2. Маршрут передвижения должен быть выбран заранее. О маршруте обязательно надо оповестить всех, кто заинтересован в вашей безопасности: организация, для которой выполняется работа, туристский клуб, лавинная служба, родители и близкие (если вы просто любители природы). Никогда не меняйте маршрут без крайней необходимости. Всегда старайтесь сообщить об его возможном или уже произошедшем изменении.

3. Считаются невозможными безопасное передвижение и работа ночью, при плотном тумане, сильном снегопаде, грозе, дожде или сильном ветре. Всегда, по возможности, надо обходить лавиноопасные и камнепадные участки. Предельная нагрузка при длительном движении равна примерно 15 кг для тренированных мужчин и 8–10 кг для женщин.

4. Обувь и одежда должны соответствовать сезону и условиям маршрута: горные ботинки с рифленой подошвой (а при передвижении по ледникам, осыпям и крутым склонам – на триконях), штормовые костюмы, свитера, обязательна запасная одежда и обувь. На снежных склонах всегда надо надевать солнцезащитные очки, даже при пасмурной погоде.

5. Однодневные маршруты должны заканчиваться за час до темноты (контрольный срок прибытия на место). Многодневные маршруты также надо приостанавливать за 1 час до темноты для своевременной организации ночлега и отдыха.

1.2 Тепловое состояние человека в горах:

тепловой баланс человека и оценка его составляющих

Этот раздел содержит общие положения о тепловом состоянии человека безотносительно к горной или равнинной территории. Однако с этими вопросами следует обязательно ознакомиться по двум обстоятельствам: 1) в горах знание факторов теплового состояния человека в зависимости от наблюдаемых, часто экстремальных погод, особенно важно, 2) вопросы этой темы недостаточно описаны в общедоступной литературе. Поэтому в изложении там, где это особенно важно, будет подчеркнута специфика их преломления для горных условий и приведены данные по Средней Азии и Кыргызстану.

1.2.1 Температура внутренних частей тела человека, температура кожи и ее связь с теплоощущением.

Уравнение теплового баланса поверхности тела и одежды

Человек является теплокровным организмом (гомойотермой). Это значит, что температура внутренних частей его тела поддерживается постоянной за счет самого организма, независимо от состояния окружающей среды. Нормальное тепловое состояние и возможные отклонения от него для человека характеризуются следующим [1, 4, 5, 21, 35, 57]:

1. Температура внутренних органов равна 37°C.
2. Человек *удовлетворительно* переносит относительно кратковременные отклонения от 37 °С, равные всего ± 1 °С.
3. Человек тяжело переносит относительно кратковременные отклонения от 37 °С, равные всего ± 2 °С.
4. Потеря сознания от переохлаждения происходит при 30 °С, а остановка сердца наступает при 26 °С.
5. Потеря сознания от перегрева (тепловой удар) происходит при 40,6 °С, а остановка сердца при 42 °С.

Чтобы обеспечить столь жесткие требования к сохранению постоянства температуры внутренних частей тела, человек должен обладать хорошими механизмами терморегуляции.

Хотя внутренние органы человека работают при почти постоянной температуре 37 °С, температура его кожи может меняться в достаточно широких пределах. Более того, именно в коже находятся многочисленные тепловые и холодовые рецепторы, которые сигнализируют мозгу о происходящих температурных воздействиях внешней среды на человека и возникающих у него теплоощущениях. Между средней температурой кожи t_k и теплоощущениями человека имеет место следующая зависимость:

Холодно	27,8–28,8 °С	Тепло	33,3 – 34,2 °С
Очень прохладно	28,9–29,9 °С	Жарко	34,3 – 35,5 °С
Прохладно	30,0–32,1 °С	Очень жарко	$\geq 35,6$ °С
Комфорт	32,2–33,2 °С (округленно 33 °С).		

Система терморегуляции человека включает два основных механизма: 1) генерация пота при жарких погодных условиях и охлаждение кожи за счет его испарения, 2) интенсивное сгорание пищи и выделение полученного тепла при холодных погодных условиях. Имеются и другие механизмы, но они играют второстепенную/третьестепенную роль.

С окружающей средой человек обменивается теплом за счет следующих источников тепла и механизмов теплообмена.

1. Тепло метаболизма – $M_{\text{мет}} > 0$ или $H_{\text{мет}} > 0$, которое возникает при сгорании пищи (будет рассмотрено в п. 1.2.2).
2. Диффузия водяного пара через поры в коже – $E_{\text{диф}} < 0$, уносящая явное и скрытое тепло парообразования.
3. Выдыхаемое с воздухом из легких явное и скрытое тепло (пар) – $E_{\text{дых}} < 0$, соответствующее температуре 37°C.
4. Тепло испарения пота с поверхности кожи – $E_{\text{исп}} < 0$, которое возникает при работе потовых желез (при терморегуляции в условиях жарких погод).
5. Баланс коротковолновой солнечной радиации на поверхности кожи/одежды – $R_{\text{кр}} \geq 0$, который возникает при солнечном освещении.
6. Баланс длинноволновой радиации на поверхности кожи/одежды – $R_{\text{др}} > 0$, который существует всегда и при любых погодных условиях.
7. Конвективный поток тепла – P , возникающий при разности температур кожи/одежды – $T_{\text{к/о}}$ и воздуха – $T_{\text{в}} > 0$ и направленный от атмосферы к коже/одежде или к атмосфере в зависимости от знака скобки ($T_{\text{к/о}} - T_{\text{в}}$).

С учетом принятых обозначений и знаков, названных слагаемых уравнение теплового баланса кожи (для обнаженного человека) или одежды (для одетого человека) удобно записать в виде

$$H_{\text{мет}} + R_{\text{кр}} - E_{\text{диф}} - E_{\text{дых}} - E_{\text{исп}} = R_{\text{др}} + P = K(\text{Вт/м}^2), \quad (1.2)$$

где $K(\text{Вт/м}^2)$ – есть результирующая плотность потока тепла (удельная мощность) от кожи/одежды человека к атмосфере или от атмосферы в зависимости от знака баланса.

Уравнение (1.2) имеет следующий простой физический смысл – тепло метаболизма совместно с возможным теплом коротковолнового радиационного баланса (всегда обеспечивают только приход тепла) за вычетом затрат тепла на диффузию, дыхание и испарения пота (всегда обеспечивают только расход тепла) равно сумме тепла знакопеременных слагаемых – длинноволнового баланса и конвекции.

Полученное уравнение теплового баланса обнаженного/одетого человека определяет температуру его кожи и возникающие теплоощущения – насколько холодно или насколько жарко человеку. Результатом теплоощущения будет изменение скорости метаболизма (если человеку прохладно или холодно, то скорость сгорания пищи и генерации внутреннего тепла увеличиваются) или изменение скорости генерации пота, испарение которого охлаждает поверхность кожи, т.е. вид и интенсивность работы системы терморегуляции для коррекции теплового состояния в сторону «комфорта».

1.2.2 Энергия метаболизма или теплопродукции человека

Энергия метаболизма M , т.е. энергия процессов окисления пищи в организме, частично преобразуется в тепло $H_{\text{мет}}$, а частично в механическую работу W , выполняемую человеком [1, 4, 5, 21],

$$M = H_{\text{мет}} + W. \quad (1.3)$$

Если ввести продуктивность механической работы человека как $\mu = W/M$, т.е. $W = \mu M$, то $H_{\text{мет}} = M \cdot (1 - \mu)$. (1.4)

Обычно M и $H_{\text{мет}}$ относят к единице поверхности тела человека S как показателю, стабильному для различных людей. При этом значение S может быть вычислено по эмпирической формуле

$$S = 0,2024 m^{0,425} \cdot h^{0,725}, \quad (1.5)$$

где S , м^2 ; m – масса, кг ; h – рост, м .

Типичные значения S находятся в пределах $1,5\text{--}2 \text{ м}^2$ для взрослого человека.

Отнеся (1.4) к единице площади тела S , получим:

$$H_{\text{мет}}/S = (M/S)(1 - \mu). \quad (1.6)$$

Значение M оценивается по количеству поглощенного O_2 . Принимается, что при сгорании пищи на 1 л расхода O_2 выделяется $21 \cdot 10^3$ Дж.

Численные значения M/S , μ , а также возникающей скорости конвекции $V_{\text{к}}$ от тела человека в зависимости от его физической деятельности приведены в таблице 1.6.

Как видно, для большинства видов механической работы человека, в том числе и ходьбы по ровной местности, μ либо равно нулю, либо очень мало, так что можно считать

$$H_{\text{мет}}/S \approx M/S, \quad (1.7)$$

т.е. почти вся вырабатываемая организмом человека энергия, за исключением тяжелых видов физической нагрузки, расходуется как тепло. Это тепло рассеивается в окружающее пространство при помощи механизмов, входящих в уравнение теплового баланса (1.2).

Удельная энергия метаболизма M/S меняется примерно от 40 Вт/м^2 при сне до 250 Вт/м^2 при тяжелой работе. При $S = 1,5\text{--}2 \text{ м}^2$ общая мощность, генерируемая человеком, составляет при сне $60\text{--}80 \text{ Вт}$ и $375\text{--}500 \text{ Вт}$ при тяжелой работе. Чтобы организм человека не остывал и не перегревался, таковы должны быть и его потери тепла в окружающее пространство. Это достигается разными путями в системе его терморегуляции. Три физиологические переменные – температура кожи $t_{\text{к}}$, скорость потоотделения $E_{\text{исп}}$.

Таблица 1.6 – Зависимость удельной энергии метаболизма M/S , μ и V_k от деятельности человека [21]

Деятельность человека	M/S , Вт/м ²	m	V_k , м/с
Спит	41	0	0
Сидит откинувшись	47	0	0
Сидит без упора	58	0	0
Стоит	70	0	0
Печатанье на машинке	70–81	0	0,05
Уборка помещения	116–198	0–0,1	0,1–0,3
Занятие гимнастикой	175–233	0–0,1	0,5–2,0
Танцы	140–256	0	0,2–2,0
Более тяжелая работа	204–262	0–0,1	0–0,2
Пилка дров	232–280	0,1–0,2	0,1–0,2
Идет со скоростью:			
3,2 км/ч	116	0	0,9
4,8 км/ч	151	0	1,3
6,4 км/ч	221	0	1,8
Идет в гору (15°) 3,2 км/ч	267	0,1	0,9

и скорость обмена веществ M определяют скорость генерации внутреннего тепла $H_{\text{мет}}$. Однако ощущение теплового комфорта человеком зависит лишь от двух из них – температуры кожи t_k и скорости охлаждения за счет испарения пота $E_{\text{исп}}$.

Обычно в качестве стандартного значения уровня метаболизма принимается $(M/S)=58$ Вт/м², когда человек сидит и занимается умственным трудом или легкой работой.

1.2.3 Слагаемые уравнения теплового баланса человека – $E_{\text{диф}}$, $E_{\text{дых}}$ и $E_{\text{исп}}$

Рассмотрим слагаемые уравнения теплового баланса (1.2), связанные с диффузией водяного пара через кожу, затратами тепла на испарение пота и потерями явного и скрытого тепла от дыхания [1, 4, 5, 21].

Кожная диффузия $E_{\text{диф}}$. Диффузия водяного пара через кожу происходит непрерывно, не контролируется потовыми железами и поэтому не является в полном смысле частью терморегуляционного процесса. Плотность потока пара и скрытого тепла от его диффузии может быть рассчитана по разности давления пара у поверхности кожи, которая определяется ее температурой и окружающего воздуха. Численно этот поток тепла мал и не превышает 6–8 Вт/м².

Скрытые и явные потери тепла при дыхании $E_{\text{дых}}$. Обычно вдыхаемый воздух не насыщен водяным паром и имеет температуру ниже 37°C. В легких он нагревается до температуры 37 °С, донасыщается паром до 100 % и при выдохе это тепло уносится в атмосферу. В среднем за счет $E_{\text{дых}}$ и $E_{\text{диф}}$ человек теряет примерно до 12 Вт/м². Это эквивалентно потерям от испарения пота, когда он покрывает 6 % тела.

При низких температурах потери за счет явного и скрытого тепла дыхания составляют около 14 Вт, уменьшаясь при высоких температурах до 2–4 Вт (таблица 1.7). При этом при низких температурах они практически не зависят от относительной влажности, т.к. влагосодержание воздуха очень мало.

Потеря тепла за счет испарения пота $E_{\text{исп}}$. Потоотделение зависит не только от условий окружающей среды, но и от рода занятий и одежды – ее теплового сопротивления.

Таблица 1.7 – Затраты тепла на дыхание человека (Вт)

Относительная влажность, %	Температура, °C								
	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30	40
10	14	13	12	11	9	8	7	6	5
30	14	13	12	11	9	8	7	6	4
50	14	13	12	11	9	8	6	5	4
70	14	13	12	10	8	7	6	4	3
100	14	13	12	10	8	6	5	4	2

Таблица 1.8 – Градации тепловой нагрузки на обнаженного человека ($S=1,5 \text{ м}^2$) по Б.А. Айзенштату для Средней Азии ($M/S=58 \text{ Вт/м}^2$, человек сидит)

Тепловое состояние	$E_{\text{исп}}, \text{ Вт}$	$m_{\text{исп}}, \text{ г/час}$	$F, \%$
Тепловой комфорт	34–101	50–150	5–12
Тепло (слабая нагрузка)	102–202	151–300	13–25
Очень тепло (умеренная нагрузка)	203–337	301–500	26–45
Жарко (большая нагрузка)	338–472	501–700	46–64
Очень жарко (очень большая нагрузка)	472–607	701–900	65–85
Чрезвычайно жарко (чрезмерная нагрузка)	>607	>900	>85

Таблица 1.9 – Климатические нормы теплового состояния обнаженного человека в 13 часов летом на солнце [1]

Станция	VI		VII		VIII	
	$m, \text{ г/ч}$	$F, \%$	$m, \text{ г/ч}$	$F, \%$	$m, \text{ г/ч}$	$F, \%$
Термез	853	84	944	93	839	82
Ашхабад	723	68	854	82	827	75
Ташкент	674	64	788	77	725	68
Бишкек	497	44	629	56	604	51
Алма-Ата	378	36	553	54	508	46
Медео	130	11	243	21	252	21
Чолпон-Ата	158	13	305	27	361	33

ния и паропроницаемости. Это основной механизм терморегуляции организма при высоких температурах воздуха. Он действует эффективно до тех пор, пока вся поверхность кожи не покрывается потом. Дальнейший более интенсивный поток пота уже ничего не даст для охлаждения кожи и глубоких тканей. В результате наступает перегрев организма, расстройство его физиологических функций и потеря сознания от теплового удара. Высокие тепловые нагрузки на человека наблюдаются в южных пустынях и на малых высотах в аридных горах, к которым относятся и горы Средней Азии.

Кроме затрат тепла на испарение $E_{\text{исп}}$, введем также величину влагопотерь $m_{\text{исп}}$ (г/час) и показатель F , выражающий процентное отношение фактического значения $m_{\text{исп}}$ к максимально возможному $m_{\text{исп}}$, когда все тело покрыто потом. Показатель F характеризует степень напряженности работы терморегуляторных механизмов. При F , превышающих 50–60 %, условия становятся тяжелыми (жарко, чрезвычайно жарко) и при $F \geq 85$ –90 % реально угроза теплового удара. Чтобы численно охарактеризовать значения $E_{\text{исп}}$, $m_{\text{исп}}$ и F при различных ощущениях тепла обнаженным человеком, приведем их градации, использованные Б.А. Айзенштатом и Л.П. Лукиной [1] при районировании территории Средней Азии по тепловым нагрузкам на человека (таблица 1.8).

Как видно, при тепловом комфорте в покое человек в среднем выделяет 50–150 г пота в час, на испарение которого расходуется до 100 Вт. Это тепло уносится в атмосферу, создавая малую напряженность терморегуляторных механизмов, 5–12 %. Начиная с градации 4 возникает неблагоприятное тепловое состояние человека, когда потоотделение достигает более 500 г/час, $E_{\text{исп}} \geq 340$ Вт, а $F \geq 46$ %. В таблице 1.9 приведены средние для летних месяцев значения потоотделения и F в полдень для некоторых метеостанций Средней Азии, дающие наглядное представление о тепловых нагрузках на человека, находящегося на солнце и не защищенного одеждой.

Надо обязательно учитывать, что данные таблиц 1.8 и 1.9 относятся к человеку, находящемуся в состоянии покоя ($M/S=58$ Вт/м²). При выполнении им работы потоотделение еще увеличится примерно на величину: легкой – 200 г/ч, средней – 320 г/ч, тяжелой – 570 г/ч.

1.2.4 Конвективное и радиационное слагаемые теплового баланса человека

Рассмотрим два оставшихся знакопеременных слагаемых уравнения теплового баланса, которые могут вызывать как приток, так и отток тепла от человека за счет конвекции, а также коротковолновой солнечной радиации и длинноволнового излучения с поверхности одежды или кожи.

Конвективный поток P . По Б.А. Айзенштату и Л.П. Лукиной [1] этот поток описывается выражением

$$P = \alpha \cdot (t - t_k) \cdot (b/b_0)^{0.5}, \quad (1.8)$$

где t и t_k – соответственно температура воздуха и кожи (или одежды) человека, °С; b – давление в пункте наблюдений, гПа; $b_0 = 1013$ гПа; α , Вт/(м²·град) – коэффициент теплообмена, связанный со скоростью ветра V зависимостью

$$\alpha = 3,489 \cdot (1 + 2,7 \cdot V^{0.67}). \quad (1.9)$$

Таким образом, если температура одежды (или кожи обнаженного человека) выше температуры окружающего воздуха, то тепло уносится за счет конвекции от человека. В противном случае горячий ветер приносит тепло. Однако если влажность воздуха меньше 100 %, то ветер по-прежнему может способствовать испарению пота с кожи. Но в этом случае есть предел скорости, выше которого начинает преобладать конвективный приток тепла над оттоком за счет испарения.

Заметим, что в помещении скорость токов конвекции, возникающих у тела человека, около 0,1 м/с. Ветровое охлаждение на открытом воздухе при низких температурах сильно возрастает с увеличением скорости ветра. В таблице 1.10 приведены в качестве примера эквивалентные температуры ветрового охлаждения для взрослого по-зимнему одетого человека, рассчитанные по одному из эмпирических соотношений. Как видно, температуры воздуха –20 и –40 °С при скорости ветра, равной 10 м/с, оказывают такое же совместное эквивалентное действие, как соответственно температуры –40 и –68 °С при штиле. Таким образом, конвективный поток на открытом воздухе, как правило, является по величине основным слагаемым радиационного баланса человека наряду с $E_{\text{исп}}$.

Оценка значений $P \cdot S$ для трех МС Средней Азии в теплый период года приведена в таблице 1.11 [1]. Как видно, в Ташкенте (и более северных районах) круглый год в полдень происходит потеря тепла за счет конвекции. Правда, в середине лета она может быть мала. В южных районах летом в полдень имеет место, хотя и небольшой, приток тепла и, следовательно, механизм конвекции не ослабляет, а увеличивает тепловую нагрузку на человека.

Таблица 1.10 – Эквивалентные температуры ветрового охлаждения [4]

Температура воздуха, °С	Скорость ветра, м/с		
	2,5	10	20
0	0	-12	-18
-10	-11	-26	-33
-20	-21	-40	-48
-40	-41	-68	-78

Таблица 1.11 – Значение $P \cdot S$ (ккал/час) в 13 ч летних месяцев для станций Ташкент, Душанбе и Ашхабад при $S=1,5 \text{ м}^2$ [1]

Станция	Месяц					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Ашхабад	-351	-154	-11	55	30	-121
Душанбе	-395	-233	-77	27	5	-132
Ташкент	-405	-236	-88	-19	-57	-200

Радиационный баланс человека $R=R_k+R_d$. Тело человека имеет сложную геометрию и расчет радиационного баланса для него практически возможен лишь при моделировании какой-либо геометрической фигурой. Для вертикально стоящего человека наиболее подходящей моделью является вертикальный цилиндр, высота которого (170 см) равна шестикратному значению диаметра. При таком соотношении, как показали Б.А. Айзенштат и Л.П. Лукина [1], поступление солнечной радиации к единице его поверхности близко соответствует инсоляции «среднего человека». Для человека, работающего в наклон, целесообразно использование модели в форме шара.

Для таких моделей справедливо:

$$R_k (\text{цилиндр}) = 0,5 \cdot (1-A_k) \cdot (S \cdot (0,6 \cdot \text{Cosh} + 0,08 \cdot \text{Sinh}) + D + r), \quad (1.10)$$

$$R_k (\text{шар}) = 0,5 \cdot (1-A_k) \cdot (0,5 \cdot S + D + r). \quad (1.11)$$

Для обеих моделей R_d выражается формулой

$$R_d = 0,5 \cdot \delta \cdot \sigma \cdot 10^8 \cdot ((T_{\text{зп}}/100)^4 + (T_{\text{ат}}/100)^4 - 2(T_{\text{ко}}/100)^4). \quad (1.12)$$

В этих формулах: S , Вт/м² – энергетическая освещенность прямой солнечной радиацией нормальной к лучам поверхности; D , Вт/м² – энергетическая освещенность рассеянной солнечной радиацией горизонтальной поверхности; r , Вт/м² – энергетическая освещенность солнечной радиацией, отраженной от земной поверхности; $A_k \approx 0,30$ – альбедо кожи человека; $T_{\text{зп}}$, $T_{\text{ат}}$ и $T_{\text{ко}}$ – соответственно температура земной поверхности, радиационная температура атмосферы и температура кожи, °С; $\delta \approx 0,95$ – коэффициент «серости» земной поверхности; $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·°К⁴) – постоянная Стефана–Больцмана; h – высота Солнца над горизонтом.

Радиационная температура атмосферы учитывает ее инфракрасное излучение водяным паром и облаками. Она при безоблачном небе ниже температуры воздуха. Для ее расчета в [1] приводится специальный график, рассчитанный для парциального давления водяного пара, равного 12 гПа, и специальная формула поправок для других влажностей.

Расчеты для Средней Азии показали, что зимой в ее равнинной зоне в 13 ч имеют место большие колебания $R \cdot S$ – от 0 до 500 ккал/час, что связано с режимом облачности холодного периода. Летом диапазон колебаний сужается до 200–400 ккал/час. Длинноволновый баланс отрицателен и в основном определяется температурами человека, почвы и атмосферы. Ночью R_d в равнинной части изменяется от –50 до –200 ккал/час. Слагаемые R_k и R_d играют очень существенную роль в тепловом балансе человека.

В качестве иллюстрации в таблице 1.12 [1] приведены повторяемости (%) превышений общего баланса R в 13 ч для Бишкека, Ташкента и Термеза в различные месяцы года.

Таблица 1.12 – Вероятность (%) значений радиационного баланса человека $F \cdot S$, превышающих определенные пределы (интегральные вероятности), в 13 час

$F \cdot S$, ккал/ч	I	V	VII	IX	I	V	VII	IX	I	V	VII	IX
	Термез				Ташкент				Бишкек			
>500		2	0	1		1	2	0		0	0	0
>400	0	28	50	20		8	10	3		2	5	3
>300	1	83	99	92	0	40	86	63	0	21	54	31
>200	8	96	100	99	3	83	98	95	9	64	89	79
>100	48	98		100	29	95	99	100	40	88	92	90
>0	66	100			56	100	100		64	94	96	98
>-100	88				81				86	100	100	100
>-200	99				97				100			

1.3 Теплозащитные свойства одежды, терморегуляция организма, тепловой комфорт

Ощущение теплового комфорта человеком, когда ему не холодно не жарко, при различных погодных условиях в горах тесно связано с уровнем его метаболизма и качеством одежды, ее теплозащитными свойствами. Физически тепловой комфорт человека определяется тремя группами факторов: одеждой, напряженностью физической деятельности, от которой зависит скорость сгорания пищи, и компонентами окружающей среды – температурой воздуха, скоростью ветра, влажностью и солнечной радиацией. Эти важные вопросы горной биометеорологии и рассматриваются в настоящем разделе.

1.3.1 Теплозащитные свойства одежды

Теплозащитные свойства одежды не зависят от ее природы, а определяются исключительно количеством инертного воздуха в волокнах тканей [1, 21]. Чтобы свести защитные свойства к одному безразмерному параметру, ввели специальную единицу – $I_{\text{КЛО}}$ (КЛО – первые три буквы английского слова clothing – одежда). $I_{\text{КЛО}}$ соответствует одежде, которая обеспечивает состояние теплового комфорта человека, находящегося в комнате при температуре 20–21 °С, влажности около 50 % и скорости ветра 0,1 м/с (собственная скорость конвекции от поверхности одежды), занятого умственным трудом или легкой работой ($M/S=58$ Вт/м²) и одетого в типичный деловой шерстяной костюм (платье) и хлопчатобумажное белье. При этом физически 1 КЛО равняется тепловому сопротивлению для плотности потока тепла через нее, равному $R_{\text{КЛО}} = 0,155$ м²·°С/Вт (при теплопродукции 58 Вт/м²). Если тепловое сопротивление $R_{\text{КЛО}}$ для какого-либо типа одежды известно по результатам измерений, то значение ее теплозащитных свойств в относительных единицах – $I_{\text{КЛО}}$ будет равно

$$I_{\text{КЛО}} = R_{\text{КЛО}} / 0,155. \quad (1.13)$$

По значениям $I_{\text{КЛО}}$ можно найти плотность теплового потока K , идущего через одежду, от кожи человека к внешней ее поверхности, который пропорционален разности температур кожи $t_{\text{ко}}$ и внешней поверхности одежды $t_{\text{од}}$:

$$K = \frac{t_{\text{ко}} - t_{\text{од}}}{0,155 I_{\text{КЛО}}} [\text{Вт/м}^2]. \quad (1.14)$$

Характерные значения теплозащитных свойств одежды в относительных единицах $I_{\text{кю}}$ приведены в таблице 1.13 [1, 21]. Там же дано $f_{\text{кю}}$ – отношение площади поверхности тела человека в одежде к площади тела без одежды, что надо учитывать при корректных расчетах теплового баланса и потока K . Как видно, $I_{\text{кю}}$ меняется от 0,1_{кю}, если одежда составляет только шорты, до 4_{кю} (сибирская одежда) и даже 5_{кю} (арктическая одежда) и 6_{кю} (антарктическая одежда). В горах умеренного пояса зимой за счет влияния высоты, а в котловинных формах рельефа – дополнительно сильного радиационного выхолаживания воздуха, приходится применять сибирскую и арктическую одежду.

Таблица 1.13 – Значения $I_{\text{кю}}$ и $f_{\text{кю}}$ для различных ансамблей одежды [21]

Одежда	$I_{\text{кю}}$	$f_{\text{кю}}$
Обнаженное тело	0	1,0
Шорты	0,1	1,0
Тропическая одежда: шорты, футболка, тонкие носки, сандалии	0,3–0,4	1,05
Летняя легкая одежда: легкие брюки, рубашка, туфли	0,5	1,1
Женская одежда для помещения: юбка, блузка, свитер, белье, чулки, туфли	0,7–0,9	1,1–1,15
Типичный мужской деловой костюм, рубашка, галстук, белье, носки, туфли	1,0	1,15
Мужской деловой костюм из толстой ткани (тройка) с обычным бельем, носки, туфли	1,5	1,1–1,15
Одежда для переходных сезонов: а) типичный деловой костюм и легкое летнее пальто; б) типичный деловой костюм и демисезонное пальто	1,5 2,0–2,5	1,2–1,3
Зимняя одежда: а) типичный костюм и пальто для умеренно холодной зимы б) типичный костюм и пальто для холодной зимы	3,0 3,5	
Арктическая и сибирская одежда	4–5	
Особая антарктическая одежда	5,5–6	

Если человек сидит в кресле или лежит на кушетке, то тепловой эффект одежды, т.е. $I_{\text{кю}}$ увеличивается. При ветре, напротив, $I_{\text{кю}}$ уменьшается. Так, для зимней одежды, $I_{\text{кю}}=3–3,5$, если $V=1–2$ м/с, то $I_{\text{кю}}$ уменьшается в 1,5 раза, а при $V=4$ м/с – в 1,8 раза. Для летней одежды и одежды переходных сезонов, $I_{\text{кю}}=1–2$, при $V=1–2$ м/с уменьшение составляет 1,3 раза, а при $V=4$ м/с – 1,5 раза.

Теплоизоляция одежды также уменьшается, если она влажная. Например, при $I_{\text{кю}}=1,5$ за счет влажности происходит снижение теплозащитных свойств до $I_{\text{кю}}=0,2–0,5$.

Теплопотери человека – поток от тела обнаженного и одетого человека при различной температуре воздуха и при отсутствии ветра примерно равны (Вт):

Температура воздуха, °C	12	14	16	18	20	22	24	
Не одетый		174	157	145	140	126	116	
В белье			140	116	105	93	81	76
В шерстяном костюме	116	99	93	87	81			

Заметим для сравнения, что теплоизоляция собственно кожного покрова равна 0,3_{кю}, когда человек работает, и 0,55_{кю}, когда он находится в покое.

1.3.2 Терморегуляция организма человека

Как уже было рассмотрено, человек отдает тепло в окружающую среду следующими пятью механизмами: 1 – самопроизвольной молекулярной диффузией водяного пара

через поры кожи; 2 – турбулентным (конвективным) потоком тепла с поверхности тела или одежды; 3 – длинноволновым излучением с поверхности тела или одежды; 4 – испарением пота; 5 – дыханием.

Первый механизм всегда мал, а дыхание начинает играть существенную роль только при низких температурах. Главными звеньями терморегуляции являются потовыделение и метаболизм – скорость сгорания пищи. Их интенсивность определяется средним значением температуры кожи. Испарение пота становится основным видом теплоотдачи лишь при высоких температурах. В обычных условиях только около 5–7 % кожи влажные. Однако при повышении ее температуры доля увлажненной потом кожи растет по экспоненте (доля % = $55/(36,5 - t_{\text{кожи}})$), т.е. сначала медленно, а затем очень быстро [1, 21]:

$t_{\text{кожи}}, ^\circ\text{C}$	28	30	32	33	34	35	35,5	35,6	35,7	35,8	35,9	36
Доля, %	6,5	8,5	12	16	22	37	55	61	69	79	92	100

Увеличение потоотделения происходит за счет рефлекторного расширения периферических кровеносных сосудов с одновременным повышением тока крови и прямой отдачи тепла кожей, когда доля увлажнения достигает 80–100 %, то это вызывает сильное обезвоживание организма с большой потерей солей, что без принятия срочных восстановительных мер ведет к тяжелым последствиям для здоровья.

Наоборот, при низких температурах кожи усиливаются процессы метаболизма, которые препятствуют охлаждению организма за счет генерации внутреннего тепла. На рисунке 1.3 видно [4], что в зоне термического комфорта от 20 до 28 °С метаболизм *раздетого* человека постоянен, несколько превышая 5 МДж/(м²·сут.). При понижении

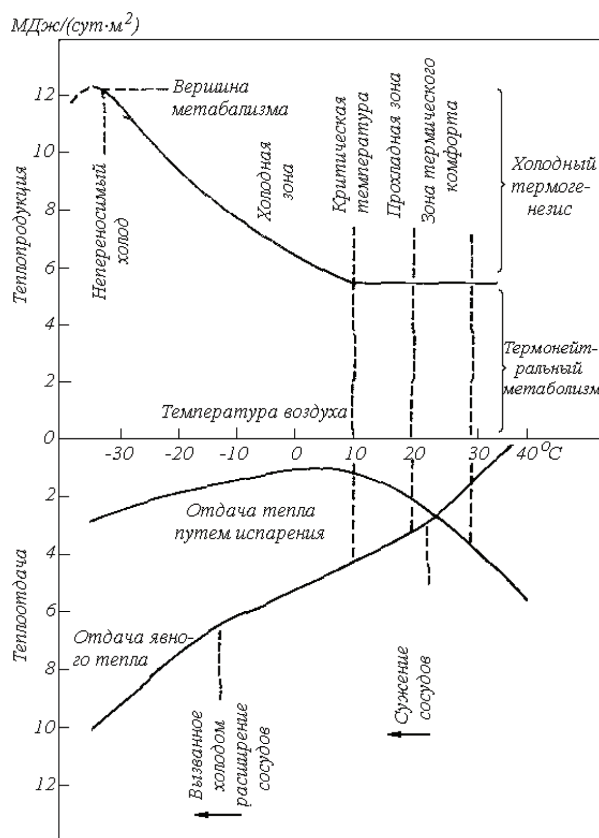


Рисунок 1.3 – Схема обмена теплом в процессе терморегуляции обнаженного человека при температурах воздуха от –40 до +40 °С [4]

температуры воздуха до 10 °С он остается таким же. Это область термонейтрального метаболизма. Но 10 °С является критической температурой, ниже которой метаболизм растет и достигает максимума – 12 МДж/(м²·сут.) при температуре воздуха около –35°С, после чего он начинает снижаться.

Это значит, что возможности метаболизма не безграничны и при температуре около –35 °С наступает его максимум, т.е. при дальнейшем снижении температуры метаболизм уже не растет, а падает. Наступает полный слом системы холодовой терморегуляции. Это область непереносимого холода для *раздетого* человека.

Другие детали процесса терморегуляции выглядит так (рисунок 1.3): при понижении температуры кожи ниже +20°С происходит рефлекторное сужение периферических кровеносных сосудов, что уменьшает теплоток крови к ее поверхности и, следовательно, теплоотдачу в среду. Однако при температурах, близких к –10°С, сосуды конечностей рефлекторно расширяются, чтобы увеличить отдачу явного тепла через поток крови с целью предотвратить отморожение конечностей. Холодовой стресс также вызывает непроизвольную дрожь тела. За счет этого количество тепла, производимого мускулатурой, увеличивается в 4–5 раз. К сожалению, большая его часть может теряться вследствие конвекции с поверхности кожи, не вызывая стабильного эффекта потепления.

Минимальная отдача тепла (нижняя часть рисунка 1.3) путем испарения пота наблюдается в зоне температур от 0 °С до +10 °С, составляя около 1 МДж/(м²·сут.) При повышении температуры она быстро растет, достигая 6 МДж/(м²·сут.) и более. Повышение теплоотдачи испарением в зоне ниже 10 °С (до 3 МДж/(м²·сут.) связано с ростом скорости вентиляции из-за усиленного обмена веществ.

Отдача явного тепла (нижняя часть рисунка 1.3) за счет всех механизмов, но прежде всего конвекции с поверхности тела человека, монотонно увеличивается от значений, близких к нулю, при температуре воздуха около 40°С, до 10 МДж/(м²·сут.) при температурах – 35°С [4].

При температуре около +20°С и безветрии механизмы теплоотдачи имеют примерно следующий вес:

- | | |
|---------------------------|------------------------------|
| 1. Турбулентность – 31 %, | 4. Нагревание пищи – 1,55 %, |
| 2. Излучение – 43,7 %, | 5. Дыхание – 1,30 %, |
| 3. Испарение – 21,7 %, | 6. Испражнение – 0,70 %. |

Как уже отмечалось, когда тело не может поддерживать свою внутреннюю температуру, наступает состояние гипотермии с потерей сознания при 30 °С и остановкой сердца при 26 °С.

Частое и длительное пребывание в холодных и сырых климатах обычно приводит к отекам рук и ног и к потере чувствительности ног. Если температура на отдельных участках кожи опускается ниже нуля, наступает отморожение тканей. Вначале возникает ощущение ожога, а затем пораженная область немеет. Быстрый разогрев путем приема горячих жидкостей в сочетании с местным разогревом сводит к минимуму опасность гибели тканей. Например, рекомендуются 20-минутные прикладывания грелки с температурой около 45°С, контакт с телом другого человека и др. В противном случае пораженная область может почернеть и начнется ее отмирание или даже гангрена.

1.3.3 Тепловой комфорт человека

Понятие комфорта жизненных условий включает многие факторы природной среды: чистоту воздуха и воды, освещенность, звуковые явления, ландшафт и др. Ограничимся рассмотрением самого необходимого вида комфорта – теплового. Уже было по-

казано, что человек ощущает себя комфортно, если средняя температура его кожи около 33 °С. Кожа воспринимает воздействие температуры воздуха, ветра, влажности, радиации и через нее «дирижируется» вся система терморегуляции организма: метаболизм, потоотделение, реакция сосудов конечностей и др. Причем метаболизм и потоотделение являются главными механизмами терморегуляции.

Тепловой комфорт естественно определить как состояние когда человеку не холодно и не жарко, т.е. когда отсутствует чувство дискомфорта в теплоощущении.

Оказывается, что по мере увеличения уровня деятельности M/S температура кожи, при которой ощущается комфорт, понижается от 33–34 °С (для состояния покоя при $M/S=58$ Вт/м²) до 30,5 °С (интенсивная работа при $M/S=200$ Вт/м²). Интенсивность потоотделения меняется при этом от 0 до 60 Вт/м², т.е. наоборот, увеличивается. Таким образом, бытовое человеческое мнение о том, что потоотделение является причиной дискомфорта, следует считать неверным. При напряженной работе потоотделение есть желаемое для организма явление для ощущения комфорта.

Физически тепловой комфорт человека определяется тремя группами факторов: 1) одеждой ($I_{\text{кю}}$); 2) напряженностью физической деятельности (M/S , μ и V , где скорость конвекции V зависит также от вида деятельности) и 3) компонентами окружающей среды – температурой воздуха, скоростью ветра, влажностью и солнечной радиацией. На рисунке 1.4 показана простая диаграмма ВМО, в обобщенном виде представляющая зависимость зоны комфорта от компонентов окружающей среды. Человек чувствует себя комфортно (в соответствующей одежде), если температура воздуха находится в пределах 20–28 °С при влажности от 20 до 50 %, отсутствии ветра и солнечной радиации. При выходе температуры за эти пределы состояние комфорта может сохраниться при наличии дополнительных условий: отопления за счет солнечной радиации или охлаж-

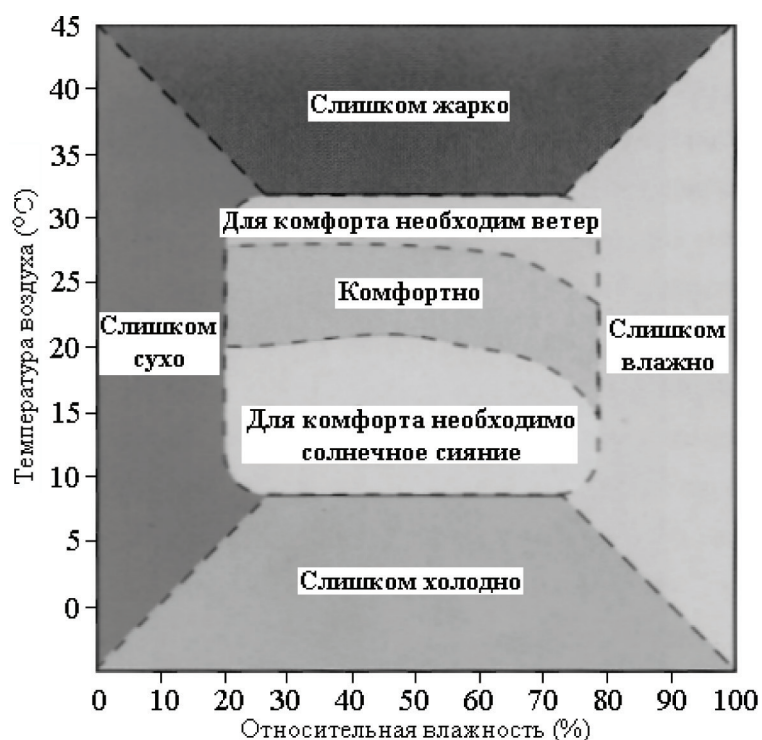
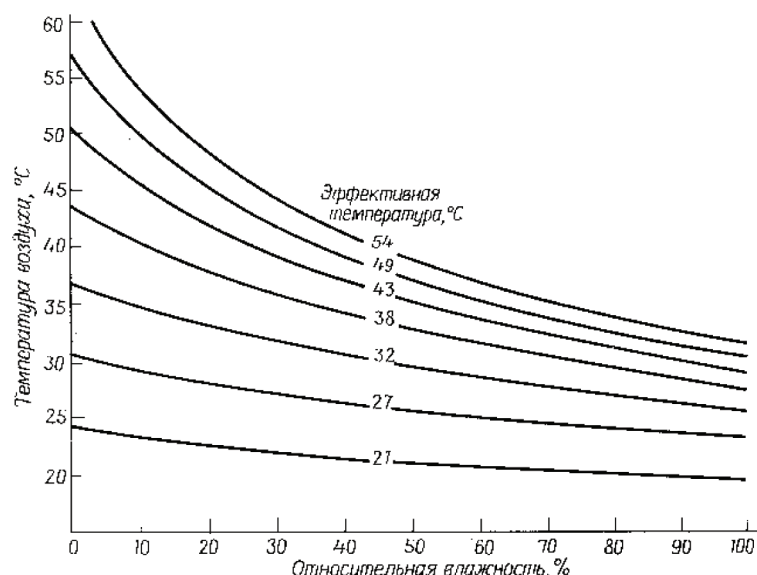


Рисунок 1.4 – Простая диаграмма для представления погодных зон комфорта для человека

(Источник – материалы Всемирной метеорологической организации)



Общий индекс теплового стресса		
Категория опасности	Эффективная температура (°C)	Тепловой синдром
Чрезвычайная опасность	Выше 54°	Непосредственная угроза теплового или солнечного удара
Опасность	40°–54°	Вероятность солнечного удара, тепловых спазмов или теплового истощения. Возможность теплового удара при длительном воздействии и физической деятельности
Чрезвычайная осторожность	32°–40°	Возможность солнечного удара, тепловых спазмов и теплового истощения при длительном воздействии и физической деятельности
Осторожность	27°–32°	Возможность повышенной утомляемости при длительном воздействии и физической деятельности
<i>Примечание: интенсивность теплового стресса может меняться в зависимости от возраста, состояния здоровья и физических данных человека.</i>		

Рисунок 1.5 – Эффективная влажностная температура – ЭТ и ее воздействие на организм человека.

Линии на графике обозначают эффективную влажностную температуру воздуха в зависимости от фактической температуры воздуха и относительной влажности. В таблице показаны вероятные негативные последствия воздействия высоких эффективных температур для взрослого человека в тени в безветренную погоду

дения от ветра (верхняя и нижняя переходные зоны на рисунке 1.4). На диаграмме четко выделяются 4 зоны, где человеку либо слишком холодно или жарко, либо слишком влажно или сухо.

В медицинской климатологии нашли широкое распространение различные функциональные температуры [5], одновременно учитывающие влияние комбинаций температуры воздуха, влажности, скорости ветра и солнечной радиации.

В безветренную погоду в тени индекс комфорта или дискомфорта может быть получен (рисунок 1.5) с помощью эффективных влажностных температур (ЭТ). При температуре воздуха $t_{\text{в}} < 2^{\circ}\text{C}$ влиянием относительной влажности можно пренебречь. При очень низкой влажности $f \leq 10\%$ $\text{ЭТ} < t_{\text{в}}$. По мере роста относительной влажности, особенно при высоких температурах, воздух кажется теплее, чем в действительности,

приводя к преждевременному эффекту духоты. Так, если $t_b > 38^\circ\text{C}$, то большинству людей становится жарко независимо от влажности. Но сочетание условий, если $t_b = 38^\circ\text{C}$ и $f \geq 30\%$, из-за влияния влажности, можно назвать угнетающими. При влажности $f \geq 70\%$, если температура воздуха $t_b = 28^\circ\text{C}$, состояние уже становится угнетающим, т.е. духота наступает на 10°C раньше. В табличке под графиком рисунка 1.5 приведены вероятные негативные последствия воздействия высоких эффективных температур на взрослого человека в тени в безветренную погоду, т.е. индекс возможного теплового стресса от ЭТ при этих условиях. Для суровых условий гор может быть использован индекс озноба (3), характеризующий потери тепла в $\text{Вт}/\text{м}^2$ за счет совместного действия ветра и температуры (это уравнение было получено для арктических условий при температурах от -9 до -56°C и при ветре до 12 м/с):

$$H_{\text{оз}} = (33 - t) \cdot (12,1 + 11,6V^{0,5} - 1,16V), \quad (1.15)$$

где $H_{\text{оз}}$ – потери тепла единицей площади тела человека, $\text{Вт}/\text{м}^2$; V – скорость ветра, м/с ; t – температура воздуха, $^\circ\text{C}$.

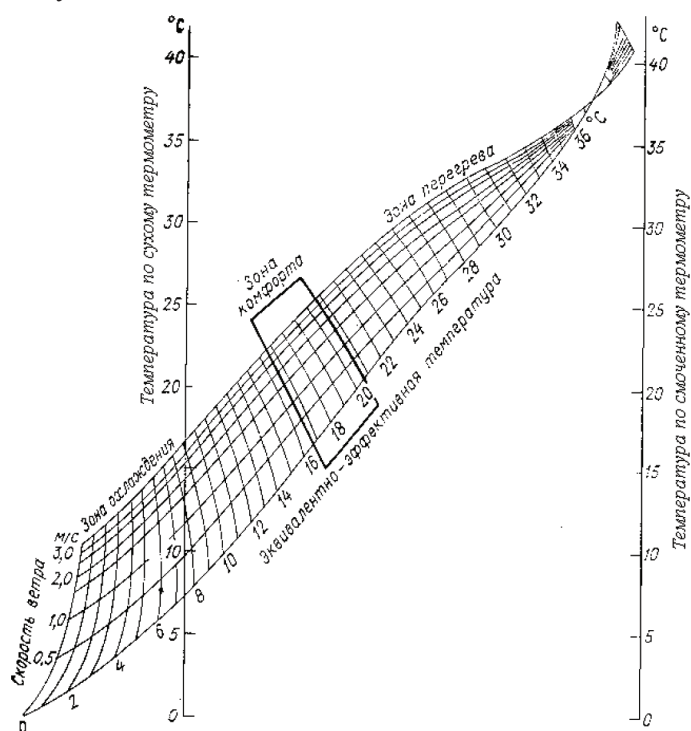


Рисунок 1.6 – Номограмма для расчета летом эквивалентно-эффективных температур – ЭЭТ для одетого по сезону человека (климатотерапия)

В летних условиях медицинской климатологией для отдыха и процедур воздушной климатотерапии используются эквивалентно-эффективные температуры (ЭЭТ) для одетого по сезону человека (рисунок 1.6) и обнаженного по пояс (рисунок 1.7). Они учитывают совместное действие температуры, влажности и ветра. Чтобы найти ЭЭТ, надо соединить по линейке температуру сухого термометра (левая шкала) и влажного термометра (правая шкала) и выбрать кривую скорости ветра (от 0 до 5 м/с). Из найденной точки опуститься параллельно наклонным (слева–направо) линиям и на нижней кривой отсчитать ЭЭТ. На диаграммах выделена зона комфорта по критерию ЭЭТ. Так, для одетого по сезону человека она соответствует $16,7 \dots 20,6^\circ\text{C}$, а для обнаженного человека – $17,3 \dots 21,7^\circ\text{C}$. Вне их лежат зоны охлаждения (слева) и перегрева (справа). Можно рассчитать также радиационно-эквивалентные температуры (РЭТ), учитывая

щие дополнительное влияние солнечной радиации, что исключительно важно для жарких пустынных климатов. Мы не будем рассматривать эти номограммы, как лежащие за пределами тематики курса. Отметим только, что для одетого по сезону человека справедливо приближенное равенство

$$t_{\text{РЭТ}} = t_{\text{ЭЭТ}} + 6,2. \quad (1.16)$$

Рассмотренные условия теплового комфорта предполагают стационарность условий, т.е. всех процессов теплообмена и деятельности. При быстро меняющихся некоторых условиях комфорт определяется дополнительными факторами. Например, если легкая работа или отдых на открытом воздухе переходит в подъем по горным склонам, то при тех же условиях резко повышается уровень метаболизма. Кроме того, условия соответствуют некоторому «среднему человеку», тогда как каждый человек обладает индивидуальным восприятием комфорта, и в достаточно большой группе людей никогда средние условия комфорта не будут ощущаться как таковые всеми членами группы.

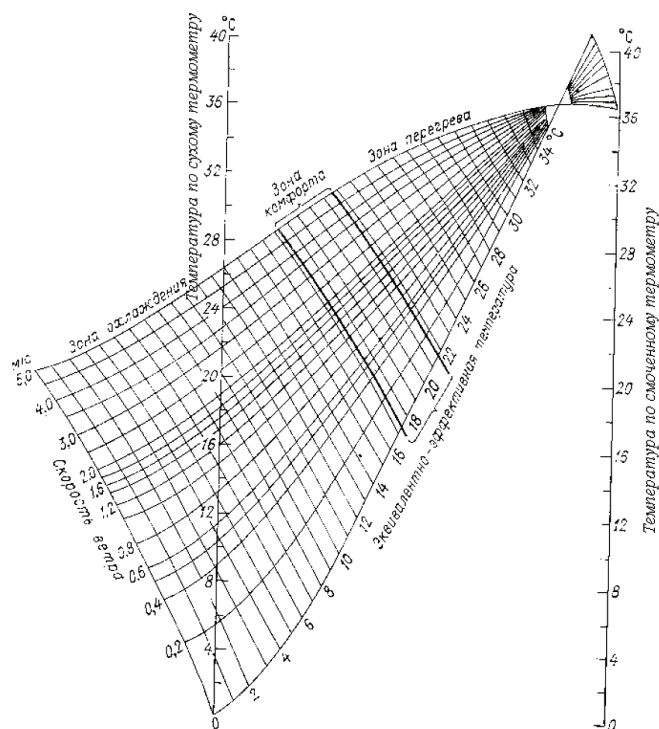
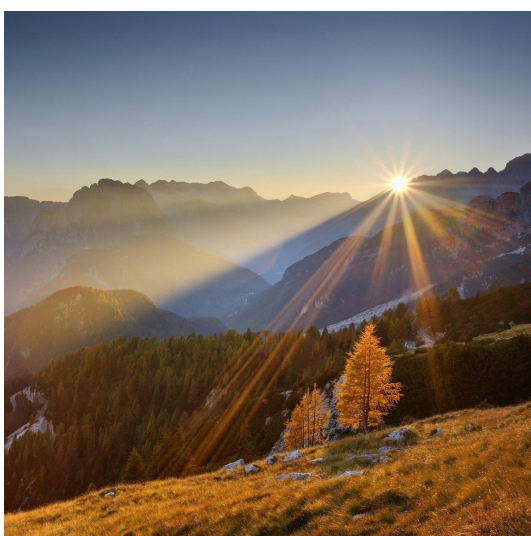
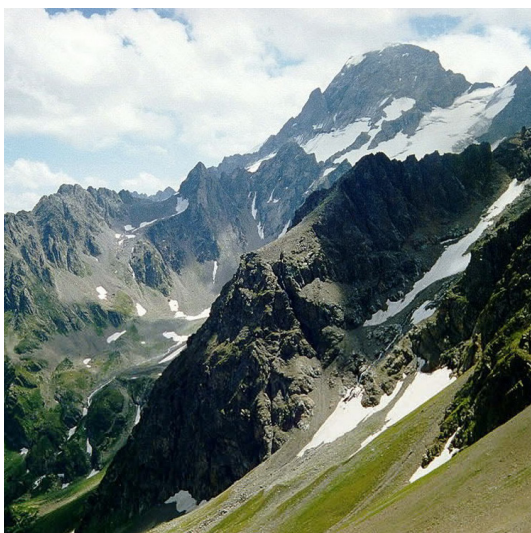


Рисунок 1.7 – Номограмма для расчета летом эквивалентно-эффективной температуры – ЭЭТ для обнаженного человека (климатотерапия)

В горах большое влияние на ощущение комфорта и дискомфорта оказывают ветер и солнечная радиация. Известно, что можно вполне комфортно загорать в горах, обнажившись по пояс, даже при слабо отрицательной температуре. Взаимосвязь комфорта и дискомфорта со скоростью ветра и видом одежды на солнце и в тени хорошо прослеживается, например, при возникновении дрожи. У обнаженного человека дрожь может возникать на солнце при ветре 10 м/с и при температурах чуть ниже 25 °С, тогда как при штиле требуются температуры ниже 16 °С. Если одежда соответствует $I_{\text{кдо}}=1,5$, то на солнце при ветре 10 м/с дрожь возникает при температурах ниже 6°С, а при штиле – ниже 2 °С.



2

**ПОСТУПЛЕНИЕ
СОЛНЕЧНОЙ
РАДИАЦИИ
НА СКЛОНЫ ГОР –
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ
ФАКТОРЫ
ФОРМИРОВАНИЯ
ГОРНЫХ КЛИМАТОВ**

2

ПОСТУПЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА СКЛОНЫ ГОР – ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ КЛИМАТОВ

Поступление солнечной радиации на горные склоны различной крутизны и ориентации существенно более сложный процесс по сравнению с равнинными условиями. Это обусловлено как сложной пространственной ориентацией разных участков горных склонов по отношению к Солнцу, так и анизотропностью распределения по небесному своду энергетической яркости различных видов радиации (кроме прямой солнечной радиации, которая идет от диска Солнца). Поэтому, прежде чем рассмотреть фактические данные о поступлении солнечной радиации на склоны гор, т. е. энергетические факторы формирования горных климатов, следует ознакомиться с основами теории этих вопросов.

2.1 Освещенность горных склонов прямой, рассеянной, отраженной на склон и суммарной радиацией Солнца – теория вопроса

В этом разделе рассматривается теория вопросов прихода прямой и рассеянной небесным сводом радиации на горные склоны. Кроме того, склоны освещаются еще радиацией, отраженной от окружающего склоны рельефа, чего не наблюдается для равнинных поверхностей. Вопросы прихода рассеянной и отраженной на склон радиации очень сильно осложняются анизотропностью в распределении их яркостей по небесной сфере при различных погодных условиях. Простые изотропные решения во многих случаях могут содержать значительные погрешности.

2.1.1 Энергетические характеристики излучения

Приведем вначале необходимые определения энергетических характеристик излучения и покажем их связь между собой.

1. Q , Дж – *излученная энергия*.
2. $\Phi = Q/t$, Вт (или Дж/с) – *мощность излучения или поток излучения* (здесь t – время).
3. $F = Q/(t \cdot s)$, Вт/м² – *поверхностная плотность потока излучения* (здесь s – площадь); в метеорологии F соответствуют: прямая, рассеянная, суммарная, отраженная радиация, эффективное излучение, радиационный баланс – все эти характеристики численно равны количеству лучистой энергии, падающей на единичную площадку в единицу времени из полусферы неба или уходящей с этой площадки в полусферу.
4. $I = d\Phi/(ds' \cdot d\omega)$, Вт/(м²·ср) – *энергетическая яркость, соответствующая точке небесной сферы с координатами (ψ, ν) , т.е. в направлении линии визирования r* .

$I(\psi, \nu)$ – это количество энергии, падающее в 1 с на единичную площадку ds' из точки небесной сферы с азимутом ψ и зенитным углом ν (высотой $h = (90 - \nu)$), расположенную нормально к линии визирования r и сосредоточенное в единичном телесном угле $d\omega$.

Определения 1–3 нам уже были известны. Определение (4) необходимо для того, чтобы иметь возможность записать выражение для поверхностной плотности потока F , падающего на произвольную площадку горного склона s , из точки небесной сферы с азимутом ψ и вертикальным углом h , равным $h = (90 - \nu)$:

$$F = \int_0^{2\pi} d\psi \int_0^{\pi/2} I(h, \psi) \cdot \cos i \cdot \cosh dh \quad (2.1)$$

где $I(h, \psi)$ – яркость точки небесной сферы с азимутом ψ и высотой h .

В выражении (2.1) внешний интеграл берется по азимуту точки небесной сферы ψ , а внутренний по ее высоте h .

К сожалению, распределение яркости $I(\psi, h)$ по небесной сфере сильно анизотропно. Определить его можно только экспериментально при наблюдаемых конкретных погодных характеристиках. Поэтому решения (2.1) возможны только в численном виде, за исключением предположения, что яркость распределена по небосводу изотропно, т.е.

$$I(\psi, h) = I = \text{const}. \quad (2.2)$$

При выполнении условия (2.2) интегрирование (2.1) дает простые изотропные выражения для связи F и I

$$F = \pi I, \quad I = F/\pi, \quad (2.3)$$

что в физике называется «ламбертовыми» условиями освещенности.

2.1.2 Освещенность склонов прямой радиацией Солнца

Пусть поток солнечных лучей S_m (рисунок 2.1), прошедший через m оптических масс атмосферы, падает на произвольно ориентированный наклонный склон под углом i . Угол i есть угол между \vec{S}_m и \vec{n} , где \vec{n} – нормаль к склону, имеющему наклон α и азимут ψ_s . Под азимутом склона ψ_s будем понимать угол, отсчитанный по часовой стрелке от точки юга меридиана до проекции нормали \vec{n} на горизонтальную плоскость ($\angle n'O \text{ Юг}$). Аналогично, под азимутом Солнца ψ_0 будем понимать угол, отсчитанный от точки юга по часовой стрелке до проекции S_m на горизонтальную плоскость ($\angle S'O \text{ Юг}$). Следовательно, азимуты считаются положительными, если они берутся по ходу часовой стрелки от точки юга меридиана.

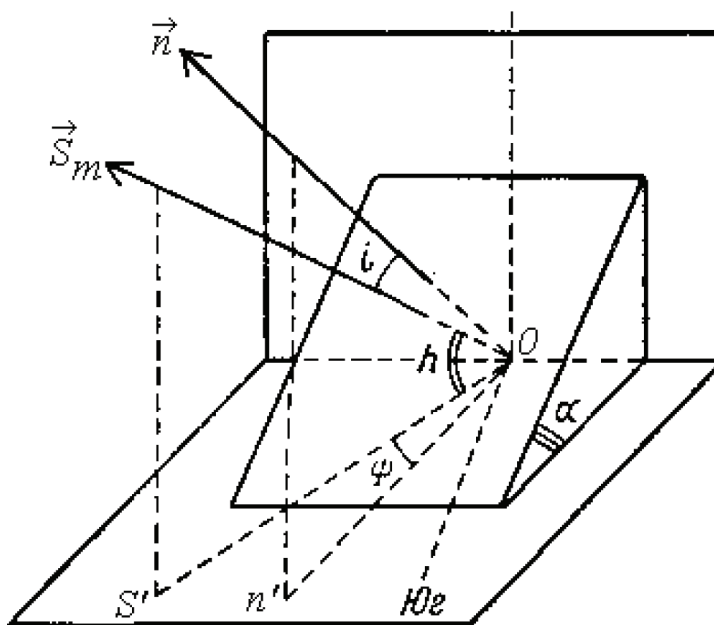


Рисунок 2.1 – Схема падения солнечного луча S_m на произвольно ориентированный наклонный склон под углом i .
(m – число оптических масс атмосферы на пути луча)

Тогда, поток прямой солнечной радиации, падающий на склон, будет равен S_s и составит

$$S_s = S_m \cdot \cos i. \quad (2.4)$$

Можно показать, что i выражается следующим уравнением:

$$\cos i = \cos \alpha \cdot \sin h + \sin \alpha \cdot \cos h \cdot \cos \psi, \quad (2.5)$$

где $\psi = \psi_0 - \psi_s$ – есть разность азимутов Солнца и склона, т. е. относительный азимут склона по отношению к Солнцу.

Тогда, с учетом (2. 4) и (2. 5) получим окончательную формулу для вычисления S_s :

$$S_s = S_m \cdot (\cos \alpha \cdot \sin h + \sin \alpha \cdot \cos h \cdot \cos \psi). \quad (2. 6)$$

Высота и азимут Солнца определяются следующими соотношениями:

$$\sin h = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \Omega, \quad (2.7)$$

$$\cos \psi = \frac{\sin h \cdot \sin \varphi - \sin \delta}{\cos h \cdot \cos \varphi}, \quad (2.8)$$

$$\Omega = \frac{2\pi}{T} t, \quad (2.9)$$

где φ – широта точки склона; δ – склонение Солнца на заданные сутки; Ω – часовой угол Солнца (истинное солнечное время в угловой мере, отсчитанное **от полудня**, поэтому от полуночи до полудня $\Omega < 0$, а от полудня до полуночи $\Omega > 0$); t – истинное солнечное время, отсчитанное **от полудня** (т.е. точки юга).

Примечание: Так как в (2.9) t отсчитывается от полдня, то истинное солнечное время срока наблюдений равно

$$t_{\text{исв}} (\text{срок набл.}) = t_{\text{ccb}} (\text{срок набл.}) - 12 \text{ ч} - \Delta t, \quad (2.10)$$

где Δt – есть уравнение времени; t_{ccb} – среднее солнечное время срока наблюдений, T – длительность суток (24 ч). Все это надо обязательно учитывать при практических расчетах.

Можно получить частные случаи формулы (2.6) для освещенности горизонтальной поверхности – S_H ($\alpha = 0$) и вертикальной поверхности – S_v ($h = 90^\circ$).

Полагая $\alpha = 0$ имеем:

$$S_H = S_m \cdot \sin h \quad (\text{известная формула инсоляции}). \quad (2.11)$$

Полагая $\alpha = 90^\circ$, имеем:

$$S_v = S_m \cdot \cos h \cdot \cos \psi. \quad (2.12)$$

Объединяя (2.10) и (2.11) получим другой полезный вид формулы (2.1.6):

$$S_s = S_H \cdot \cos \alpha + S_v \cdot \sin \alpha. \quad (2.13)$$

Надо помнить, что оба слагаемых в (2.6) и (2.13) физически больше или равны нулю. Когда $\psi = \psi_0 - \psi_s \geq 90^\circ$ (ψ соответствует второй четверти и $\cos \psi < 0$) эти слагаемые становятся отрицательными. В этом случае их следует принять равными нулю, что физически означает, что солнечные лучи в это время не освещают склон из-за его ориентации.

В заключение приведем значения азимутов – ψ_s (углы отсчитаны от точки юга по часовой стрелке) для 8 географически различно ориентированных склонов:

Ориентация склона	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Азимут – $\psi_s, ^\circ$	180	225	270	315	0	45	90	135

2.1.3 Освещенность склонов рассеянной, отраженной на склон и суммарной радиацией Солнца

На горизонтальную поверхность рассеянная солнечная радиация D_s всегда приходит из всей полусферы купола неба (при наличии открытого горизонта). В горах это не так. Значение D_s на склон поступает только от части полусферы, которая не закрыта окружающим горным рельефом. Этот фактор можно точно учесть, зная только топографию конкретного участка местности.

По сравнению с равнинными условиями горные склоны дополнительно освещаются также радиацией R_s , отраженной на склон окружающим рельефом. Если склон окружает равнина, то учет такого отражения может быть выполнен строго аналитически. Однако в реальных условиях это можно сделать также только на основе знания конкретной топографии местности.

Освещенность склона рассеянной радиацией – D_s . Поток, падающий на склон рассеянной радиации D_s , связан с ее энергетической яркостью или интенсивностью $I(h, \psi)$, исходящими из различных точек неба с координатами h (угловая высота) и азимутами ψ , соотношением

$$D_s = \int_0^{2\pi} d\psi \int_0^{\pi/2} I(h, \psi) \cdot \cos i \cdot \cosh \cdot dh, \quad (2.14)$$

где i – угол падения рассеянной радиации на склон.

Здесь $h(\psi)$ – наименьшая угловая высота неба в точке с азимутом ψ , т.е. $h(\psi)$ есть функция, определяющая линию закрытости горизонта по азимуту ψ , создаваемую собственным наклонной поверхностью склона с углом α .

Формула (2.14) является общей для произвольного участка склона. Ее практическое использование требует задания распределения яркости рассеянной радиации по куполу неба $I(h, \psi)$. Распределение этой яркости анизотропно и изучено пока недостаточно, т.к. оно зависит от конкретных погодных условий. Поэтому расчеты по (2.14) можно выполнить только путем численного интегрирования или в предположении изотропности $I(h, \psi)$.

Для горизонтальной поверхности $H \alpha=0$ и при $h(\psi)=0$ при любом ψ из (2.14) получим:

$$D_H = \int_0^{2\pi} d\psi \int_0^{\pi/2} I(h, \psi) \cdot \sinh \cdot \cosh \cdot dh \quad (2.15)$$

В случае изотропной рассеянной радиации – $I(h, \psi) = I = \text{const}$ и из (2.15) имеем:

$$D_H = \pi I. \quad (2.16)$$

Для вертикальной поверхности V , окруженной равниной, $\alpha=\pi/2$, $h(\psi)=0$ при $0 \leq \psi \leq \pi$ и $h(\psi)=\pi/2$ при $2\pi \leq \psi \leq 4\pi$, из (2.14) получим:

$$D_V = \int_0^{2\pi} \sin \psi \cdot d\psi \int_0^{\pi/2} I(h, \psi) \cdot \cos^2 h \cdot dh. \quad (2.17)$$

В случае изотропной радиации (2.17) также переходит в простую зависимость

$$D_V = \frac{1}{2} \pi I = \frac{1}{2} D_H \quad (2.18)$$

т.е. при изотропной рассеянной радиации ее поток на вертикальную поверхность (2.18) вдвое меньше, чем на горизонтальную (2.16).

Точно так же для изотропной рассеянной радиации, падающей на произвольную поверхность склона, из (2.4) получим:

$$D_s = \pi I \frac{1 + \cos \alpha}{2} = D_H \cdot \cos^2 \frac{\alpha}{2}. \quad (2.19)$$

Из изложенного видно, что расчеты падающей на склон рассеянной радиации по изотропным формулам весьма просты, но надо помнить, что получаемые по ним оценки могут содержать большие погрешности, если наблюдаемые условия далеки от изотропных.

Освещенность склона отраженной окружающим рельефом радиацией – R_s . Склон энергетически освещается не только рассеянной радиацией от части небесного свода, но и отраженной радиацией от окружающего рельефа R_s . Ясно, что плотность потока R_s будет зависеть от конкретной геометрии этого рельефа, которую задать заранее невозможно за исключением одного случая – склон окружен равниной, т. е. горизонтальной поверхностью. Все выводы далее относятся именно к этому случаю.

Пусть склон окружен равниной. Тогда, *участок склона получает отраженную радиацию R_s от окружающей равнины, равную в пределах двугранного телесного угла наклона склона α*

$$R_s = \int_0^\pi d\psi' \int_0^{h(\psi')} I'(h, \psi) \cdot \text{Sinh} \cdot \text{Cosh} \cdot dh, \quad (2.20)$$

где $I'(h, \psi)$ – есть яркость или интенсивность отраженной радиации, а функция $h(\psi')$ ограничивает поступление отраженной радиации на склон по азимуту вследствие наклона поверхности склона с углом α .

Если предположить, что отраженная радиация изотропна, т.е. $I'(h, \psi) = I' = \text{const}$, то вместо (2.20) получим, как обычно, более простое выражение:

$$R_s = \pi I' \cdot \text{Sin}^2 \frac{\alpha}{2} = R_H \cdot \text{Sin}^2 \frac{\alpha}{2}. \quad (2.21)$$

Освещение склона суммой ($D_s + R_s$). Суммарное освещение склона от D_s и R_s равно их сумме D_s^* , т.е.

$$D_s^* = D_s + R_s. \quad (2.22)$$

При выводе этих формул не учитывалось влияние многократных отражений, а также ослабление отраженной радиации на пути от равнины к склону. Следует думать, однако, что влияние этих факторов не должно быть существенным.

Полученные для D_s и R_s формулы показывают, что для точных расчетов энергетической освещенности склонов рассеянной и отраженной радиацией необходимо экспериментальное изучение основных закономерностей углового распределения яркости рассеянной радиации по небосводу и распределение интенсивности отраженной радиации по азимуту. Проблема состоит в том, что имеющиеся данные по этим вопросам отрывочны и неадекватны. Кроме того, практические расчеты проводятся путем численного интегрирования, т. е. всегда соответствуют определенным погодным условиям. Поэтому вычислить эти потоки на наклонные поверхности в каждом конкретном случае не только довольно сложно, но и результаты расчетов всегда получаются менее точными, чем для прямой радиации.

Освещенность склона суммарной радиацией – Q_s . Общая энергетическая освещенность склонов создается суммарной радиацией Q_s , в которую надо включить S_s , D_s и R_s , т.е.

$$Q_s = S_s + (D_s + R_s). \quad (2.23)$$

Расчеты Q_s , кроме уже упоминаемой сложности, сильно усугубляются необходимостью учета анизотропности D_s и R_s . Важно, что анизотропностью D_s можно пренебречь при плотной сплошной облачности, а анизотропностью R_s – при малом альбедо (например, летом, при $A=10-30\%$).

Таким образом, изотропное приближение дает хорошие результаты для суммы ($D_s + R_s$) *при сплошной облачности и дополнительно при малом альбедо*. Кроме того, в суточном ходе Q_s изотропное приближение достаточно справедливо и тогда, когда вклад слагаемого S_s велик по сравнению с ($D_s + R_s$). Например, при ясном небе и больших высотах Солнца. Напротив, при малых высотах на крутых склонах, обращенных к Солнцу, да еще дополнительно при снежном покрове учет анизотропности ($D_s + R_s$) становится обязательным.

В результате, при рассмотрении энергетической освещенности склонов суммарной радиацией Q_s используются как расчетные методы (особенно для D_s и R_s), так и прямое измерение потоков Q_s на склоны и сравнение их с потоками на горизонтальную поверхность Q_h . Анализ именно таких комбинированных данных и приводится далее в разделе 2.2.

2.2 Фактические данные о радиационном режиме гор на примере горных систем Средней Азии и Кавказа

В этом разделе будут рассмотрены как фактические результаты наблюдений горных метеостанций Средней Азии и Кавказа, которые аналогично равнинным станциям ведут наблюдения за потоками радиации на горизонтальную поверхность (кроме прямой радиации, где измерения проводятся так же на нормальную к лучам поверхность), так и различные расчетные данные и обобщения, полученные для горных склонов различной крутизны и ориентации. Значительное внимание уделено коэффициентам пересчета радиации с горизонтальной поверхности, которая может быть известна по климатическим справочникам, на склоны различной крутизны и ориентации.

2.2.1 Приход прямой солнечной радиации на горные склоны по данным метеостанций

Обозначим через S_0 прямую солнечную радиацию на перпендикулярную поверхность на верхней границе атмосферы, а S_m и S_h – у земной поверхности (соответственно на нормальную и горизонтальную к лучам поверхность) на высоте склона z и давлении $Q(z)$ после прохождения m оптических масс атмосферы (т. е. при угловой высоте Солнца h) и при коэффициенте прозрачности атмосферы, равном p . Тогда, как известно, справедливо:

$$S_m = S_0 \cdot p^m, \quad S_h = S_0 \cdot p^m \cdot \sin h, \quad m = m_0 \cdot (Q(z)/Q_0), \quad (2.24)$$

где h – высота Солнца над горизонтом; Q_0 – давление на уровне моря; m_0 – число оптических масс атмосферы на уровне моря при давлении Q_0 , которое при $h \geq 20^\circ$ достаточно точно задается выражением – $m_0 = 1/\sin h$.

При подъеме по склонам вверх значение m уменьшается и, независимо от прозрачности атмосферы p , увеличиваются значения S_m и S_h . Физическим объяснением этого является то, что все большая часть атмосферы остается внизу и S_m и S_h стремятся к своим значениям на верхней границе атмосферы. Например, при $h = 30^\circ$ и $p = 0,75$ на высотах 3 и 5 км S_m возрастает соответственно на 19 и 30 %. Увеличение за счет влия-

Таблица 2.1 – Средние суточные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность (МДж/м²) при ясном небе на 15-е число месяца для широт 38–44° с.ш.

Высота, км	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
0,5	8,0	21,7	25,3	13,4	17,6
1,5	9,6	25,1	27,2	15,2	19,6
2,0	11,0	26,6	29,9	16,6	21,2
3,5	12,2	28,9	32,8	18,6	23,3
4,2	12,8	30,8	33,9	19,9	24,4
$\frac{S_h(4,2)}{S_h(0,5)}, \%$	160	142	134	149	139

ния высоты склонов в приходе суточных сумм прямой радиации на горизонтальную поверхность при ясном небе на 15-е число центральных месяцев сезонов года для широт Средней Азии 38–44° хорошо видно из таблицы 2.1 [34]. Так, от 0,5 к 4,2 км рост сумм в среднем для года равен 39 %, в январе при повышенной прозрачности атмосферы он максимален – 60 %, а в июле при пониженной минимален – 34 %.

Решающее значение на фактическую инсоляцию оказывает облачность, которая в пасмурные дни полностью экранирует склоны от прямых лучей Солнца. В таблице 2.2 приведены действительные суммы инсоляции горизонтальной поверхности по данным метеостанций в горах Средней Азии и Кавказа для центральных месяцев сезона и года.

Таблица 2.2 – Действительные средние суточные суммы S_n (кДж/м²) в горах Средней Азии и Кавказа по данным разновысотных метеостанций [34]

Станция	z, км	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Кавказ						
1. Сухуми, агро	0,116	2,4	8,4	13,8	6,8	8,1
2. Тбилиси	0,403	2,6	8,9	14,6	6,5	8,2
3. Цалка	1,457	4,2	8,0	12,8	6,1	7,7
4. Казбеги	3,653	5,1	11,2	12,5	9,5	9,1
5. $\Delta S_n(4-1)/1$ км		0,8	0,8	-0,3	0,8	0,3
Тянь-Шань и Памир						
6. Ашхабад	0,227	3,9	10,5	19,2	5,1	11,1
7. Ташкент	0,447	3,2	11,2	22,5	4,6	11,4
8. Фрунзе (Бишкек)	0,756	3,5	9,4	17,4	6,8	9,2
9. Сусамыр	2,060	4,6	9,2	16,7	8,4	9,8
10. Тянь-Шань	3,612	6,8	12,8	14,3	1,6	10,9
11. Ледник Федченко	4,169	4,3	12,0	22,8	4,6	12,1
$\Delta S_n(9-5)/1$ км		0,8	0,7	-1,4	0,5	-0,04
$\Delta S_n(10-5)/1$ км		0,1	0,4	0,9	-0,1	0,25

Как видно, действительные суммы S_n в годовом выводе под влиянием облачности практически не меняются с высотой. Они увеличиваются с высотой лишь в холодную половину года и уменьшаются летом. Но надо понимать, что зависимость $S_n(z)$ в горах под действием облачности может быть многообразной. Например, станция Ледник Федченко является исключением из приведенного правила. Для нее ΣS_n больше, чем в предгорьях в течение всего года.

Общим правилом является лишь одно: действительные суммы инсоляции горизонтальной поверхности всегда меньше теоретически возможных при отсутствии облачности. И это уменьшение тем больше, чем больше повторяемость облачного неба.

Большое влияние в горах на действительные суммы S_n может оказывать прямая экранизация рельефом поступающей радиации. Такое влияние точно оценивается только при знании параметров конкретной топографии местности. Кроме того, потери от закрытости горизонта зависят от даты, широты места, облачности и могут достигать 100 %, когда прямая солнечная радиация в определенное время вообще не освещает отрицательные формы рельефа.

2.2.2 Приход прямой радиации на вертикальные поверхности (стены и обрывы)

Очень обширные и детальные расчеты освещенности прямой солнечной радиацией были сделаны в прошлом для территории бывшего СССР [17] в связи с запросами строительства для различно ориентированных вертикальных поверхностей, т.е. свободно стоящих стен без их затенения окружающими предметами. Эти результаты без особых погрешностей могут быть перенесены на горные обрывы или очень крутые склоны с $\alpha > 60-70^\circ$. Такие склоны-обрывы являются широко распространенными формами рельефа для гор альпийского типа, например, Тянь-Шаня и Памира и их отдельное рассмотрение представляет несомненный интерес.

Приход прямой радиации на вертикальные поверхности зависит от высоты и азимута Солнца, наклона и ориентации склонов, а также прозрачности атмосферы и облачности. Поэтому для практических задач удобно иметь значения коэффициентов K_v , равных отношению прямой радиации на вертикальную S_v и горизонтальную поверхности S_h

$$K_v = \frac{S_v}{S_h} \quad \text{или} \quad S_v = K_v \cdot S_h. \quad (2.25)$$

При этом коэффициенты K_v можно рассчитывать как для мгновенных значений потоков, так и их часовых, суточных или месячных сумм.

Зная коэффициенты K_v и значения S_h (из наблюдений метеостанций), можно легко вычислить по (2.25) потоки на вертикальную поверхность S_v при решении задач, не требующих большой точности (ошибки до 5–10 %). При этом можно использовать одно и то же K_v для безоблачного неба и при средних условиях облачности, особенно в южных районах СНГ. Следует особо отметить, что значения K_v в гораздо меньшей степени зависят от прозрачности атмосферы и облачности, чем абсолютные значения потоков S_v .

В таблице 2.3 приведены коэффициенты K_v для средних суточных сумм радиации и широт Средней Азии для стен восьми ориентаций, полученные по многолетним данным метеостанций при фактических условиях облачности [17].

Видно, что на широтах $38-44^\circ$ для стен южной ориентации в течение всех месяцев года имеет место увеличение K_v с широтой места. Наибольшие коэффициенты наблюдаются в декабре (2,23–2,80), тогда как в теплый период они меньше 1,0 и минимальны в июне (0,17–0,24). В их годовом ходе наблюдается один максимум и один минимум. Таким образом, южные стены и обрывы получают летом гораздо меньше, а зимой гораздо больше прямой радиации, чем горизонтальная поверхность (в 2–6 раз).

Для стен юго-восточной и юго-западной ориентаций также сохраняются рост K_v с увеличением широты, особенно в холодную половину года, и простой годовой ход с минимумом в июне [(0,34–0,37) и (0,31–0,58)] и максимумом в декабре [(1,70–1,90) и (1,50–1,90)]. Эти стены, так же как и южные, летом получают значительно меньше (в 2–3 раза), а зимой значительно больше (1,5–2 раза), чем горизонтальная поверхность.

Восточные и западные стены характеризуются ровным годовым ходом K_v , который мало зависит от широты (в пределах широт $38-44^\circ$). Коэффициенты во все месяцы меньше 1,0, так что общий диапазон изменений составляет 0,34–0,60. Это и понятно, т.к. стены этих экспозиций освещаются только в течение половины дня, тогда как горизонтальная поверхность – весь день.

Стены северо-восточной и северо-западной экспозиций имеют очень малые значения K_v (0,01–0,27) с максимумом в годовом ходе, приходящимся на июнь (0,22–0,27), и минимумом – на декабрь (0,01–0,03). Зависимость от широты в пределах $\varphi=38-44^\circ$ практически не проявляется.

Таблица 2.3 – Коэффициенты K_v для вертикальных стен и для средних суточных сумм при фактических условиях облачности для южных широт 38–44° стран СНГ

φ°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Южная ориентация												
38	2,00	1,40	0,88	0,47	0,26	0,17	0,20	0,35	0,67	1,16	1,73	2,23
40	2,15	1,50	0,92	0,51	0,28	0,19	0,23	0,39	0,71	1,20	1,85	2,40
42	2,25	1,60	1,00	0,54	0,30	0,22	0,26	0,43	0,75	1,30	2,05	2,60
44	2,50	1,70	1,03	0,60	0,33	0,24	0,28	0,47	0,80	1,45	2,20	2,80
Юго-восточная ориентация												
38	1,35	1,00	0,70	0,55	0,40	0,34	0,31	0,43	0,66	0,92	1,35	1,70
40	1,40	1,05	0,75	0,56	0,41	0,35	0,34	0,45	0,70	0,97	1,40	1,70
42	1,50	1,15	0,80	0,58	0,44	0,36	0,37	0,49	0,72	1,01	1,45	1,75
44	1,70	1,20	0,85	0,62	0,45	0,37	0,40	0,52	0,75	1,08	1,55	1,90
Юго-западная ориентация												
38	1,50	1,05	0,80	0,50	0,35	0,31	0,35	0,46	0,64	0,81	1,15	1,50
40	1,60	1,10	0,80	0,53	0,40	0,33	0,36	0,49	0,65	0,90	1,30	1,63
42	1,70	1,20	0,81	0,55	0,40	0,36	0,39	0,50	0,70	0,99	1,50	1,75
44	1,80	1,30	0,90	0,59	0,45	0,58	0,40	0,52	0,75	1,07	1,60	1,90
Восточная ориентация												
38	0,52	0,47	0,44	0,44	0,42	0,39	0,35	0,41	0,46	0,53	0,60	0,60
40	0,54	0,49	0,46	0,45	0,42	0,40	0,39	0,42	0,48	0,53	0,60	0,60
φ°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
42	0,56	0,53	0,48	0,47	0,44	0,43	0,43	0,42	0,49	0,53	0,60	0,57
44	0,60	0,57	0,52	0,49	0,45	0,45	0,45	0,45	0,51	0,55	0,60	0,58
Западная ориентация												
38	0,54	0,53	0,46	0,35	0,34	0,34	0,40	0,40	0,41	0,42	0,44	0,52
40	0,54	0,53	0,46	0,38	0,35	0,36	0,40	0,41	0,42	0,43	0,48	0,52
42	0,56	0,53	0,46	0,40	0,36	0,37	0,40	0,42	0,45	0,46	0,52	0,54
44	0,60	0,54	0,47	0,42	0,40	0,38	0,41	0,43	0,47	0,48	0,56	0,57
Северо-восточная ориентация												
38	0,04	0,06	0,12	0,19	0,22	0,26	0,23	0,21	0,16	0,11	0,07	0,03
40	0,03	0,06	0,12	0,19	0,22	0,26	0,24	0,21	0,16	0,10	0,06	0,02
42	0,02	0,06	0,12	0,19	0,23	0,26	0,24	0,21	0,16	0,10	0,05	0,01
44	0,02	0,06	0,12	0,20	0,23	0,27	0,25	0,21	0,16	0,09	0,04	0,01
Северо-западная ориентация												
38	0,05	0,06	0,12	0,17	0,20	0,22	0,25	0,20	0,14	0,07	0,05	0,02
40	0,04	0,06	0,12	0,17	0,21	0,23	0,25	0,20	0,15	0,08	0,04	0,02
42	0,03	0,06	0,13	0,18	0,21	0,23	0,25	0,20	0,15	0,08	0,04	0,01
44	0,02	0,06	0,13	0,18	0,22	0,24	0,25	0,21	0,15	0,08	0,04	0,01
Северная ориентация												
38				0,01	0,04	0,08	0,06	0,02				
40				0,01	0,04	0,08	0,06	0,02				
42				0,01	0,04	0,08	0,06	0,02				
44				0,02	0,05	0,08	0,07	0,02				

Стены северной экспозиции даже в условиях Средней Азии с октября по март включительно не получают прямую солнечную радиацию. В очень малых количествах она

поступает с апреля по август, когда ход K_v прост и имеет минимум на концах периода (0,01–0,02) и максимум в июне (0,08).

Таким образом, в условиях Средней Азии только южные, юго-восточные и юго-западные крутые горные склоны и обрывы зимой получают больше прямой радиации, чем горизонтальная поверхность. Эти же очень крутые склоны в летний период получают радиации значительно меньше горизонтальной поверхности. Все остальные склоны-обрывы в течение всего года облучаются прямой радиацией гораздо менее интенсивно по сравнению с горизонтальной поверхностью. При этом обрывы северо-восточной и северо-западной экспозиций получают ничтожную долю того, что падает на горизонтальную поверхность, а стены северной экспозиции не получают прямой радиации совсем.

2.2.3 Приход прямой солнечной радиации на горные склоны различной крутизны и ориентации

При теоретическом расчете прихода прямой радиации на произвольно ориентированные склоны необходимо кроме параметров склона, даты и широты места иметь данные о прозрачности атмосферы и облачности. Имеются многочисленные результаты такого рода расчетов. Подробные расчеты относительных коэффициентов $K_s = \sum S_s / \sum S_n$ для средних суточных, т. е. и месячных сумм прямой радиации для склонов крутизной в 5, 10 и 20° в пределах широт 40–68° для стран СНГ, выполнены Т.А. Голубевой [17] с учетом данных актинометрической сети СССР (таблица 2.4). Эти коэффициенты широко используются на практике при оценках радиационного режима и микроклиматических различий в условиях сильно изрезанного рельефа. При их применении надо дополнительно учесть, что значения коэффициентов K_s практически совпадают для склонов северной и южной ориентации при безоблачном небе и при фактической облачности. К сожалению, данные таблицы 2.4 ограничены склонами малой крутизны (до 20°) и их четырьмя ориентациями – С, Ю, В и З (для двух последних к тому же только теплым периодом года).

Из данных таблицы видно, что для склонов южной ориентации в декабре $K_s > 1$ и увеличиваются с широтой в пределах: 1,20..., 2,50 ($\alpha=5^\circ$), 1,37..., 2,95 ($\alpha=10^\circ$) и 1,70..., 4,80 ($\alpha=20^\circ$). То есть пологие южные склоны зимой получают прямой радиации в южных широтах (40–44°) на 20–80 % больше, чем горизонтальная поверхность, а в умеренных и северных широтах (48–68°) на 30–50 % больше. Чем севернее расположены горы, тем больше выигрыш.

Весной и осенью (IV и X) K_s для южных склонов существенно уменьшаются. Так, в апреле в зависимости от крутизны склона они меняются в пределах 1,04–1,38, а в октябре – 1,10–2,85. Асимметрия по этим сезонам в основном вызвана различием режима коэффициента прозрачности. Но минимальны K_s летом, когда в июне они практически не отличаются от 1,0 (0,98–1,06).

Для склонов северной ориентации для всех месяцев года $K_s < 1$ и весьма сильно уменьшаются с широтой места и крутизной склона зимой. Так, в декабре в зависимости от широты они находятся в пределах: 0,81–0,10 ($\alpha=5^\circ$), 0,61–0,12 ($\alpha=10^\circ$) и 0,18–0,10 ($\alpha=30^\circ$). Весной и осенью коэффициенты значительно больше, составляя в апреле 0,95–0,49, а в октябре 0,90–0,15. В середине лета K_s ближе всего к 1,0, находясь в пределах 0,99–0,81.

Наконец, для склонов западной и восточной ориентации с апреля по сентябрь K_s или равны 1,0, или незначительно меньше единицы (0,98–0,93).

Таблица 2.4 – Коэффициент K_s для пересчета средних суточных сумм прямой радиации с горизонтальной поверхности на наклонные с крутизной склонов α 5, 10 и 20° для различных ориентаций и широт φ от 40 до 68°

α°	φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северная ориентация													
5	40	0,82	0,89	0,91	0,95	0,97	0,99	0,99	0,97	0,94	0,90	0,81	0,81
	44	0,76	0,87	0,90	0,94	0,97	0,99	0,98	0,96	0,93	0,88	0,81	0,77
	48	0,68	0,84	0,89	0,94	0,97	0,98	0,98	0,96	0,92	0,86	0,77	0,71
	52	0,64	0,80	0,87	0,93	0,96	0,98	0,97	0,95	0,91	0,83	0,72	0,61
	56	0,53	0,75	0,85	0,92	0,96	0,98	0,97	0,94	0,89	0,80	0,66	0,50
	60	0,41	0,69	0,83	0,91	0,95	0,97	0,97	0,93	0,88	0,75	0,60	0,36
	64	0,31	0,60	0,79	0,90	0,95	0,97	0,96	0,92	0,86	0,68	0,55	0,10
	68	0,26	0,42	0,73	0,89	0,95	0,97	0,96	0,91	0,83	0,58	0,52	-
10	40	0,64	0,74	0,82	0,90	0,96	0,97	0,96	0,93	0,86	0,78	0,66	0,61
	44	0,57	0,70	0,80	0,89	0,94	0,96	0,95	0,92	0,84	0,75	0,60	0,54
	48	0,45	0,64	0,77	0,87	0,92	0,95	0,94	0,91	0,82	0,71	0,51	0,37
	52	0,33	0,56	0,73	0,84	0,90	0,93	0,92	0,89	0,79	0,65	0,41	0,25
	56	0,19	0,48	0,69	0,82	0,89	0,92	0,90	0,88	0,76	0,59	0,27	0,12
	60	0,08	0,38	0,64	0,80	0,88	0,90	0,88	0,86	0,73	0,52	0,14	-
	64	0	0,23	0,56	0,78	0,88	0,92	0,90	0,84	0,68	0,38	0,08	-
	68		0,07	0,46	0,75	0,88	0,95	0,92	0,83	0,63	0,24	-	-
20	40	0,21	0,44	0,62	0,77	0,87	0,91	0,89	0,83	0,69	0,51	0,30	0,18
	44	0,13	0,36	0,57	0,74	0,85	0,89	0,87	0,80	0,64	0,46	0,20	0,10
	48		0,27	0,51	0,72	0,84	0,88	0,86	0,78	0,62	0,38	0,09	-
	52	-	0,18	0,44	0,68	0,82	0,86	0,84	0,75	0,57	0,28	-	-
	56	-	0,09	0,36	0,64	0,79	0,83	0,82	0,71	0,50	0,15	-	-
	60	-	-	0,27	0,60	0,77	0,81	0,80	0,68	0,44	-	-	-
	64	-	-	0,18	0,54	0,76	0,84	0,82	0,64	0,34	-	-	-
	68	-	-	0,07	0,49	0,76	0,88	0,83	0,60	0,26	-	-	-
Южная ориентация													
5	40	1,17	1,12	1,07	1,04	1,02	1,01	1,01	1,03	1,07	1,10	1,13	1,20
	44	1,21	1,14	1,08	1,05	1,02	1,01	1,02	1,04	1,08	1,12	1,18	1,25
	48	1,25	1,16	1,11	1,06	1,03	1,01	1,02	1,04	1,08	1,14	1,23	1,31
	52	1,30	1,20	1,13	1,06	1,03	1,02	1,02	1,05	1,09	1,16	1,28	1,39
	56	1,36	1,25	1,16	1,07	1,03	1,02	1,02	1,05	1,11	1,19	1,35	1,53
	60	1,45	1,32	1,19	1,09	1,04	1,02	1,02	1,06	1,12	1,23	1,46	1,80
	64	1,66	1,40	1,21	1,10	1,04	1,02	1,03	1,06	1,14	1,30	1,81	2,17
	68	2,40	1,62	1,24	1,11	1,05	1,02	1,03	1,07	1,17	1,41	2,19	2,50
10	40	1,32	1,24	1,14	1,07	1,03	1,00	1,02	1,05	1,10	1,20	1,29	1,37
	44	1,38	1,28	1,16	1,09	1,03	1,01	1,02	1,05	1,12	1,25	1,33	1,40
	48	1,48	1,34	1,20	1,10	1,04	1,01	1,02	1,07	1,14	1,29	1,45	1,50
	52	1,70	1,41	1,23	1,11	1,04	1,01	1,03	1,08	1,16	1,35	1,54	1,85
	56	2,12	1,48	1,29	1,13	1,05	1,01	1,03	1,10	1,18	1,41	1,70	2,40
	60	2,54	1,57	1,34	1,14	1,06	1,01	1,04	1,12	1,21	1,50	2,14	2,95
	64	2,95	2,00	1,40	1,16	1,07	1,02	1,04	1,14	1,25	1,65	-	-
	68	3,35	2,45	1,47	1,19	1,08	1,03	1,05	1,15	1,29	1,83	-	-
20	40	1,60	1,42	1,26	1,11	1,02	0,98	0,99	1,06	1,19	1,36	1,60	1,70

α°	φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	44	1,74	1,52	1,30	1,13	1,04	0,99	1,01	1,08	1,22	1,44	1,60	1,80
	48	1,96	1,64	1,35	1,16	1,06	1,01	1,03	1,11	1,26	1,52	1,80	2,10
	52	2,26	1,76	1,43	1,20	1,08	1,02	1,04	1,14	1,31	1,62	2,00	2,70
	56	2,66	1,92	1,54	1,24	1,10	1,03	1,06	1,17	1,37	1,74	2,20	3,80
	60	3,08	2,10	1,65	1,29	1,12	1,04	1,07	1,20	1,42	1,88	2,50	4,80
	64	-	3,04	1,77	1,33	1,14	1,05	1,08	1,24	1,51	2,38	-	-
	68	-	4,00	1,86	1,38	1,17	1,06	1,10	1,28	1,61	2,85	-	-
α^0	φ^0	IV		V		VI		VII		VIII		IX	
Восточная ориентация													
10	40–48	1,0		0,99-1,0		1,0		0,99–1,0		0,99–1,0		0,99–1,0	
	50–54	1,0		1,0		1,0		1,0		1,0		1,0	
	56–66	1,0–1,01		1,01		1,0		1,0		1,0–1,01		1,01–1,02	
20	40–42	0,96		0,96		0,94–0,95		0,95–0,96		0,95–0,96		0,96	
	44–48	0,97–0,98		0,97–0,98		0,96		0,96–0,97		0,97		0,97	
	50–54	0,98		0,98		0,97		0,97		0,98		0,98–0,99	
	56–60	0,99		0,99		0,97–0,98		0,97–0,98		0,98		1,0	
	62–66	1,0		0,99		0,98		0,98		0,98–0,99		1,0–1,01	
Западная ориентация													
10	40-48	0,98		0,98		0,98		0,98		0,98		0,97–0,98	
	50-54	0,98		0,98		0,98		0,98		0,98		0,98	
	56-66	0,99–1,0		0,99-1,0		0,99–1,0		0,99–1,0		0,99–1,0		0,99–1,0	
20	40-42	0,94		0,93		0,93		0,93		0,93		0,94	
	44-48	0,94–0,95		0,93–0,94		0,93		0,93–0,94		0,93		0,94	
	50-54	0,95		0,93–0,94		0,93		0,94		0,94		0,95	
	56-60	0,95–0,96		0,94		0,93–0,94		0,94		0,95		0,96	
	62-66	0,96		0,94		0,95–0,96		0,94–0,95		0,95–0,96		0,96–0,97	

Примечания: 1) для восточной и западной ориентаций K_s даны только для теплого периода года; 2) для угла наклона $\alpha=5^\circ$ поверхности восточной и западной ориентаций $K_s=1,00$.

2.2.4 Приход рассеянной и суммарной радиации на горные склоны по данным метеостанций и теоретических расчетов

Рассеянная радиация $D_{\text{н}}$ – данные метеостанций. Качественные особенности углового распределения яркости I рассеянной радиации D_s заключаются в следующем: 1. Максимум яркости наблюдается в околосолнечной зоне. 2. Минимум находится в вертикале Солнца в точке, отстоящей от него на 90° ; 3. В направлении к горизонту яркость вновь несколько увеличивается. 4. Угловое распределение симметрично относительно плоскости солнечного вертикала. 5. От околосолнечной половины неба, полученной делением небосвода плоскостью, перпендикулярной солнечному вертикалу, поток рассеянной радиации составляет около 70 % ее общего потока от небосвода. В результате погрешности, возникающие при расчетах D_s по изотропному приближению, могут достигать 40–50 и даже 100 % и более за исключением случаев сплошной облачности, когда они менее 10 %.

Используя прямые данные разновысотных метеостанций (таблицы 2.5–2.7) можно оценить зависимость рассеянной радиации $D_{\text{н}}$ от высоты места. Только совместный

учет влияния на рассеянную радиацию высоты и топографии склонов позволит составить общую картину о приходе рассеянной радиации на горные склоны.

Таблица 2.5 – Средние значения рассеянной радиации D_n (кВт/м²) при ясном небе в срок 12 ч 30 мин по данным метеостанций Средней Азии (И.И. Борзенкова)

Станция	z, км	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
1. Ашхабад	0,227	0,08	0,13	0,15	0,13
2. Бишкек	0,756	0,11	0,16	0,14	0,12
3. Суусамыр	2,066	0,09	0,13	0,10	0,08
4. Большое алма-атинское оз.	2,516	0,07	0,15	0,10	0,08
5. Тянь-Шань	3,614	0,08	0,13	0,11	0,08
6. Ледник Федченко	4,169	0,07	0,11	0,08	0,07
Разница, % (6 и 1)		-20	-16	-40	-44

Таблица 2.6 – Средние суточные суммы рассеянной радиации ΣD_n (МДж/м²) при ясном небе в горах Средней Азии и Кавказа (И.И. Борзенкова)

Высота, м	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
500	2,5	4,7	5,2	2,9	3,7
1500	2,1	4,1	4,6	2,6	3,2
2000	1,9	3,6	4,1	2,3	3,1
3500	1,7	2,9	3,2	1,9	2,4
4200	1,5	2,7	2,9	1,7	2,1
D(4200)/D(500) в %	58	57	56	57	59

Таблица 2.7 – Средние суточные суммы рассеянной радиации ΣD_n (МДж/м²) при фактической облачности в горах Средней Азии и Кавказа (И.И. Борзенкова)

Станция (z, км)	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
1. Тбилиси (0,40)	3,3	7,2	8,0	4,4	5,6
2. Казбег (3,65)	4,3	12,0	11,7	5,2	8,5
Разница, %	29	67	44	19	52
3. Ашхабад (0,22)	3,7	7,7	8,0	4,8	6,0
4. Тянь-Шань (3,61)	4,3	12,0	10,1	5,7	8,1
5. Ледник Федченко (4,17)	5,5	13,2	8,3	6,2	8,1
Разница (4 и 3), %	16	56	26	17	35

С увеличением высоты места в горах, что приводит к падению плотности воздуха и повышению аэрозольной чистоты атмосферы, плотность потока рассеянной радиации D_n уменьшается. Это хорошо видно по данным околополуденных наблюдений при ясном небе (таблица 2.5). По сравнению с предгорьями на высоте около 4 км околополуденная рассеянная радиация уменьшается на 40–45 % летом и осенью при повышенной мутности атмосферы, особенно в нижних слоях, и на 15–20 % зимой и весной, когда атмосфера более прозрачна. Еще более четко эта высотная закономерность обнаруживается при рассмотрении осредненных по высотам суточных сумм D_n при ясном небе (таблица 2.6) для гор Средней Азии и Кавказа. Уменьшение осредненных значений ΣD_n от уровня 0,5 км к 4,2 км в году составляет 41 % (100–59 %), колеблясь по отдельным месяцам от 31 до 44 %. В годовом ходе в горах при ясном небе максимум рассеянной радиации смещается на весеннее время. Высота Солнца весной уже велика, а горы еще заснежены (кроме самой нижней части склонов), и поэтому наблюдается большая от-

раженная радиация, которая приводит к вторичному рассеянию и увеличению общего потока рассеянной радиации.

Однако действительные суммы D_n с высотой места в горах, как правило, увеличиваются (таблица 2.7). Это увеличение обязано своеобразной облачности многих горных районов. Часто облачность в горах значительна по балльности, но относительно тонка, и поэтому происходит увеличение рассеивания при 10-балльном покрытии неба. К увеличению рассеянной радиации летом с высотой в высокогорной зоне приводит сохранение здесь снежного покрова и ледников, что увеличивает отражение и многократное рассеивание. Даже в условиях континентального климата Средней Азии горы стимулируют развитие облачности над ними по сравнению с окружающими сухими степями и пустынями и увеличивают фактические суммы рассеянной радиации с высотой в среднем на 35–40 % (таблица 2.7). Наиболее значительно это увеличение весной, когда оно составляет 60–65 %. В условиях Кавказских гор, где континентальность климата значительно ослаблена, увеличение фактических сумм D_n от 0,4 км к 3,6 км в году составляет 52 %, а в мае достигает 95 %.

Суммарная радиация Q_s – данные метеостанций. Суммарная радиация изменяется с высотой в горах под влиянием противоположных воздействий высоты и облачности на прямую, и рассеянную компоненты. При безоблачном небе прямая радиация с высотой увеличивается, а рассеянная снижается. Облачность снижает прямую радиацию, но может увеличивать рассеянную. Высокая отражательная способность заснеженных склонов также увеличивает рассеянную радиацию за счет эффекта вторичного рассеяния.

Но все же, рассеянная радиация это вторичный поток, возникающий как доля из прямой. Он может играть основную роль при существенно пониженном приходе (или отсутствии) прямой радиации: сплошная облачность, северные склоны, прямая экранизация рельефом, моменты восхода и захода Солнца и др.

При ясном небе возможные суммы суммарной радиации зависят преимущественно от прихода прямой радиации. Эти суммы неуклонно увеличиваются с высотой во всех горных странах. В таблице 2.8 приведены оценочные усредненные расчеты по многолетним данным метеостанций СССР [34], из которых следует, что годовые суммы Q_n увеличиваются на 4–6 % на 1 км высоты. При этом зимой они возрастают больше. По данным метеостанций Кавказа, Тянь-Шаня и Памира получены усредненные по высотным зонам значения суточных ΣQ_n для безоблачного неба, которые приведены в таблице 2.8.

Таблица 2.8 – Средние суточные суммы суммарной радиации ΣQ_n (МДж/м²) для безоблачного неба и широт 38–44° с.ш. (И.И. Борзенкова)

Высота, м	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
500	10,5	26,4	30,6	16,3	21,0
1500	11,7	29,1	31,8	17,8	22,8
2000	12,9	30,2	33,9	18,9	24,0
3500	13,8	31,8	36,0	20,5	25,7
4200	14,3	33,5	36,9	21,6	26,5
$\Delta Q/Q_{500}$ (%)	36	27	21	32	26
$\Delta Q/1 \text{ км}$ (МДж/м ²)	1,01	1,93	1,72	1,43	1,51

Как видно, в среднем в году суммы Q_n от высоты 0,5 к 4,2 км увеличиваются на 26 %. В относительном выводе более всего они растут в декабре (37 %) и меньше всего – в июне-июле (21 %). Но абсолютный рост наибольший с апреля по август. Данными этой таблицы можно пользоваться для различных прикладных расчетов и климатических описаний для условий ясного неба, т. е. для максимально возможных средних суточных сумм.

При действительных условиях облачности суммарная радиация также, как правило, увеличивается с высотой. Однако это увеличение обязано в основном росту рассеянной радиации. В таблице 2.9 приведены данные о суточных суммах суммарной радиации в различных горных системах при реальной облачности и вертикальные градиенты этих сумм на 1 км высоты [34].

Как видно, облачность существенно (на 30–50 %) снижает реальные суммы приходящей суммарной радиации даже для таких континентальных районов, как Тянь-Шань и Памир. В более облачных горных районах это снижение еще значительней. Вертикальные градиенты суточных сумм ΣQ_n в разных горных областях и в течение года меняются весьма значительно, от слабо отрицательных до 3 [МДж/(м²×1 км)] и даже более. Средние для года градиенты составляют 0,7... 2,5 [МДж/(м²×1 км)]. В аридных климатах градиенты возрастают, а во влажных (облачных) – уменьшаются. Влияние высоты и облачности одновременно можно видеть из данных таблицы 2.9 для Альп. Очень большое возрастание Q_n при сплошной облачности в 2,5 раза от 200 к 3000 м объясняется тем, что в этих случаях низкая плотная облачность располагается ниже верхних отметок наблюдений.

Таблица 2.9 – Средние суточные значения сумм суммарной радиации (МДж/м²) на предельных высотах наблюдений и вертикальный градиент сумм на 1 км высоты для различных горных районов при действительной облачности

Горная система	Предельные высоты, км	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Большой Кавказ	0,40	5,9	16,0	22,9	11,2	13,9
	3,65	9,4	23,2	24,1	23,1	17,6
	Градиент	1,09	2,22	0,38	1,09	1,13
Тянь-Шань	0,85	6,5	16,4	24,1	11,4	14,4
	3,61	11,0	24,8	24,4	15,8	19,0
	Градиент	1,63	3,06	0,08	1,59	1,68
Памир	0,48	6,3	17,4	27,7	13,0	16,0
	4,17	9,8	25,2	31,0	15,8	20,2
	Градиент	0,92	2,14	0,88	0,80	1,13
Скалистые горы	1,33	6,5	20,0	20,2	10,6	14,1
	2,57	8,8	21,5	23,9	13,9	17,2
	Градиент	1,80	1,26	3,02	2,72	2,51
Альпы	0,59	3,8	17,7	21,5	8,4	12,6
	3,11	6,2	19,9	22,0	11,3	14,3
	Градиент	2,64	0,84	0,29	1,13	0,67
Высокие Татры	1,78	6,1	16,3	15,0	9,1	11,7
	3,64	5,7	18,6	17,8	11,2	13,1
	Градиент	-0,01	2,68	3,27	2,51	1,72

Большой интерес представляет доля прямой и рассеянной D_n радиации на горизонтальную поверхность в суммарной радиации $Q_n = (S_n + D_n)$. Для ряда горных станций Средней Азии и Кавказа она показана в таблице 2.10 [33]. Как видно, в среднем для года доля рассеянной радиации весьма значительна и составляет 30–50 %, а в отдельные месяцы она колеблется по этой группе станций от 19 до 56 %.

Суммарная радиация Q_s – приход на горные склоны. В заключение приведем для безоблачного неба подробную таблицу 2.11, содержащую значения $K_s = Q_s / Q_n$ для суточных сумм Q_s и Q_n для склонов крутизной 10, 20, 30, 40 и 50°, их восьми ориентаций и широт 37 и 42° [17]. Данными этой таблицы можно пользоваться непосредственно для расчетов Q_s по известным Q_n для южных широт Средней Азии

Таблица 2.10 – Доля прямой и суммарной радиации в их общем приходе Q_n на горизонтальную поверхность (%)

Станция	z, км	Январь		Апрель		Июль		Октябрь		Год	
		S _n	D _n	S _n	D _n	S _n	D _n	S _n	D _n	S _n	D _n
Казбеги	3,65	56	44	48	56	52	48	64	36	52	48
Тбилиси	0,40	46	56	55	45	65	35	60	40	60	40
Ледник Федченко	4,17	44	56	52	48	59	41	63	37	57	43
Тянь-Шань	3,61	61	39	52	48	59	41	63	37	57	43
Ташкент	0,48	50	50	64	36	81	19	68	32	71	29

Таблица 2.11 – Относительные значения суточных сумм суммарной радиации (Q_s/Q_n) для поверхностей склонов различных ориентаций и углов наклона α° для широт φ° 37 и 42°с.ш. при безоблачном небе

Дата	α° и φ°									
	10		20		30		40		50	
	37	42	37	42	37	42	37	42	37	42
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Южная ориентация										
15/I	1,14	1,27	1,36	1,49	1,50	1,72	1,61	1,81	1,66	1,92
15/II	1,11	1,19	1,30	1,35	1,39	1,46	1,45	1,56	1,48	1,61
15/III	1,06	1,13	1,19	1,23	1,23	1,30	1,25	1,34	1,22	1,34
15/IV	1,04	1,08	1,09	1,13	1,09	1,14	1,08	1,14	1,03	1,10
15/V	1,01	1,05	1,03	1,08	1,02	1,05	0,98	1,03	0,91	0,98
15/VI	1,02	1,03	1,02	1,04	0,98	0,99	0,94	0,98	0,86	0,91
15/VII	1,01	1,04	1,03	1,05	1,00	1,02	0,95	0,98	0,87	0,95
15/VIII	1,03	1,07	1,06	1,10	1,04	1,10	1,03	1,07	0,95	1,03
15/IX	1,04	1,11	1,13	1,19	1,15	1,22	1,15	1,25	1,13	1,23
15/X	1,06	1,18	1,20	1,30	1,28	1,41	1,30	1,49	1,30	1,50
15/XI	1,11	1,25	1,35	1,46	1,48	1,63	1,56	1,76	1,60	1,83
15/XII	1,17	1,31	1,42	1,57	1,58	1,80	1,70	1,98	1,77	2,09
Юго-восточная (юго-западная) ориентация										
15/I	1,13	1,19	1,23	1,34	1,30	1,43	1,38	1,51	1,39	1,58
15/II	1,09	1,14	1,18	1,24	1,23	1,31	1,25	1,34	1,26	1,36
15/III	1,06	1,10	1,11	1,15	1,13	1,19	1,11	1,17	1,08	1,15
15/IV	1,04	1,06	1,05	1,08	1,04	1,07	1,00	1,04	0,94	0,98
15/V	1,02	1,03	1,01	1,02	0,98	1,01	0,94	0,97	0,86	0,91
15/VI	1,01	1,02	1,00	1,01	0,96	0,99	0,91	0,93	0,81	0,84
15/VII	1,02	1,03	1,00	1,02	0,97	1,00	0,91	0,94	0,83	0,87
15/VIII	1,03	1,05	1,03	1,06	1,01	1,05	0,97	1,00	0,90	0,93
15/IX	1,05	1,08	1,08	1,12	1,07	1,12	1,03	1,12	1,00	1,08
15/X	1,07	1,12	1,12	1,20	1,14	1,24	1,14	1,26	1,14	1,28
15/XI	1,10	1,16	1,21	1,32	1,27	1,38	1,32	1,47	1,33	1,51
15/XII	1,15	1,22	1,26	1,39	1,34	1,51	1,45	1,61	1,46	1,63
Восточная (западная) ориентация										
15/I	1,01	1,01	1,00	1,00	0,97	0,98	0,93	0,95	0,89	0,92
15/II	1,01	1,01	1,00	1,00	0,96	0,97	0,92	0,94	0,83	0,86
15/III	1,00	1,00	0,99	0,99	0,94	0,95	0,90	0,92	0,80	0,83
15/IV	0,99	0,99	0,98	0,98	0,93	0,94	0,89	0,91	0,78	0,81
15/V	0,98	0,98	0,97	0,97	0,92	0,93	0,87	0,89	0,77	0,80

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
15/VI	0,97	0,97	0,96	0,96	0,91	0,92	0,86	0,88	0,75	0,78
15/VII	0,98	0,98	0,97	0,97	0,92	0,93	0,87	0,89	0,76	0,79
15/VIII	0,99	0,99	0,98	0,98	0,93	0,94	0,88	0,90	0,78	0,81
15/IX	1,00	1,00	0,99	0,99	0,95	0,96	0,90	0,92	0,83	0,86
15/X	1,00	1,00	0,99	0,99	0,96	0,97	0,92	0,94	0,87	0,90
15/XI	1,01	1,01	1,00	1,00	0,97	0,98	0,93	0,95	0,91	0,94
15/XII	1,01	1,01	1,00	1,00	0,98	0,99	0,95	0,97	0,92	0,95
Северо-восточная (северо-западная) ориентация										
15/I	0,83	0,78	0,66	0,57	0,46	0,38	0,28	0,22	0,19	0,17
15/II	0,87	0,83	0,73	0,65	0,54	0,47	0,40	0,34	0,27	0,23
15/III	0,90	0,87	0,79	0,75	0,65	0,58	0,52	0,46	0,36	0,32
15/IV	0,93	0,91	0,85	0,83	0,75	0,69	0,64	0,58	0,49	0,44
15/V	0,95	0,94	0,88	0,87	0,81	0,75	0,70	0,64	0,61	0,56
15/VI	0,97	0,96	0,92	0,91	0,87	0,81	0,76	0,70	0,69	0,64
15/VII	0,96	0,95	0,89	0,87	0,82	0,76	0,71	0,65	0,64	0,58
15/VIII	0,93	0,92	0,86	0,83	0,76	0,70	0,65	0,59	0,52	0,46
15/IX	0,91	0,90	0,82	0,78	0,70	0,63	0,58	0,49	0,40	0,34
15/X	0,88	0,85	0,76	0,70	0,61	0,51	0,46	0,34	0,28	0,23
15/XI	0,83	0,79	0,67	0,58	0,48	0,39	0,31	0,24	0,19	0,17
15/XII	0,77	0,73	0,61	0,52	0,40	0,30	0,22	0,18	0,16	0,16
Северная ориентация										
15/I							0,19	0,17	0,17	0,17
15/II							0,24	0,20	0,19	0,18
15/III							0,36	0,29	0,25	0,22
15/IV							0,53	0,46	0,38	0,32
15/V							0,64	0,57	0,50	0,42
15/VI							0,70	0,64	0,59	0,48
15/VII							0,65	0,59	0,54	0,43
15/VIII							0,59	0,49	0,42	0,34
15/IX							0,46	0,36	0,31	0,22
15/X							0,33	0,24	0,22	0,18
15/XI							0,21	0,18	0,17	0,17
15/XII							0,16	0,16	0,15	0,15

2.2.5 Радиационный баланс горных склонов по данным метеостанций и теоретических расчетов

Несмотря на то, что выполнена значительная работа по изучению основных закономерностей поступления к горным склонам прямой и рассеянной радиации, а также эффективного излучения склонов, радиационный баланс их изучен совершенно недостаточно ввиду сложности сочетаний многообразных влияющих факторов. Имеющиеся фактические данные о радиационном балансе склонов позволяют сделать только ориентировочные выводы ввиду того, что они относятся к конкретным топографическим, астрономическим и погодным факторам, а также получены при ограничениях, положенных в основу расчетных формул.

Основные закономерности годового хода относительных величин B_s/B_n в качестве примера могут быть проиллюстрированы рисунком 2.2 для Украинских Карпат для склонов с $\alpha=30^\circ$. Как видно, ход B_s/B_n для западного и восточного склонов почти параллелен.

Причем кривая для восточного склона лежит ниже, чем для западного, и ниже линии 100 %, так что восточный склон крутизной 30° в течение всего года получает остаточной радиации меньше, чем горизонтальная поверхность. Западный склон, напротив, в зимние месяцы имеет $B_s/B_h > 1$. Южный склон крутизной 30° имеет резко выраженный годовой ход с минимумом в апреле–июне ($B_s/B_h \approx 1,10$) и максимумом в декабре ($B_s/B_h \approx 3,00$). Северный склон получает в году остаточной радиации меньше всего: в июне $B_s/B_h \approx 0,60$, а в зимние месяцы отношение быстро уменьшается до нулевых значений.

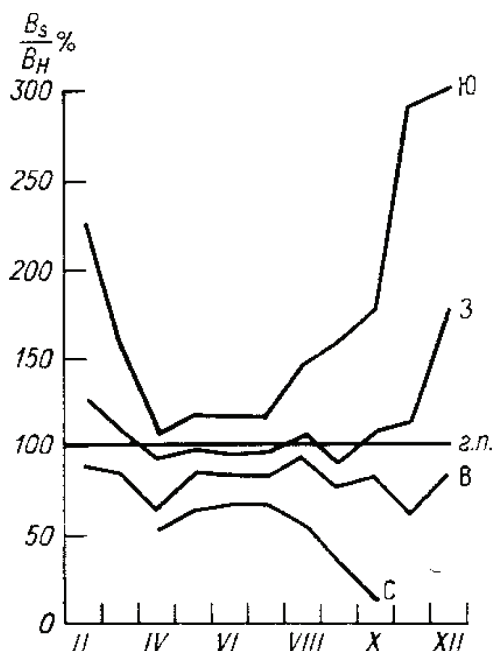


Рисунок 2.2 – Пример годового хода радиационного баланса на склонах крутизной 30° различных ориентаций в полдень в Украинских Карпатах [17] (в % от баланса горизонтальной поверхности (г.п.))

В суточном ходе B_s в условиях безоблачного неба основные закономерности определяются приходом прямой радиации S_s (угол падения), а также тепловым излучением склонов (температура излучения). Если суточный ход B_h горизонтальной поверхности примерно симметричен относительно полудня, то на восточном склоне он наступает раньше полудня, т. к. к полудню сильно возрастают его температура и излучение. На западном склоне максимум B_s наступает после полудня. Точно так же радиационный баланс южного склона имеет максимум до полудня при более низкой температуре склона и меньшем излучении. На северном склоне максимум баланса близок к 12–13 ч.

В таблице 2.12 приведены средние месячные значения радиационного баланса для двух разновысотных станций Тянь-Шаня [25]. Как видно, в январе в зоне подножий (0,76 км) и на высотах около 3,61 км баланс отрицательный. Но если у подножия он составляет 7 МДж/м², то на 3,61 км равен 42 МДж/м², уменьшаясь на 500 %. Однако цифра 500 % получена за счет близости к нулю баланса на нижнем уровне. В году среднее уменьшение всего 2 %. Причем в июле, напротив, наблюдается даже небольшое увеличение, до 5 %. Это объясняется тем, что вся эта высотная зона в середине лета свободна от снега и характеризуется большим количеством ясных дней, когда возрастает приход суммарной радиации на ее верхнюю границу.

В горах значение радиационного баланса обычно больше, чем на тех же высотах в свободной атмосфере, но только над не заснеженными горными склонами, когда до-

статочно велика поглощенная прямая радиация Солнца. Выше снеговой линии радиационный баланс понижен по сравнению со свободной атмосферой за счет высокого альбеда снега и горы здесь в целом холоднее окружающей атмосферы. Суточные и годовые колебания баланса в горах более значительны, чем в свободной атмосфере за исключением снежных склонов, где они уменьшены.

Таблица 2.12 – Месячные и годовые суммы B_n (МДж/м²) по двум разновысотным станциям Тянь-Шаня (многолетние данные) [25]

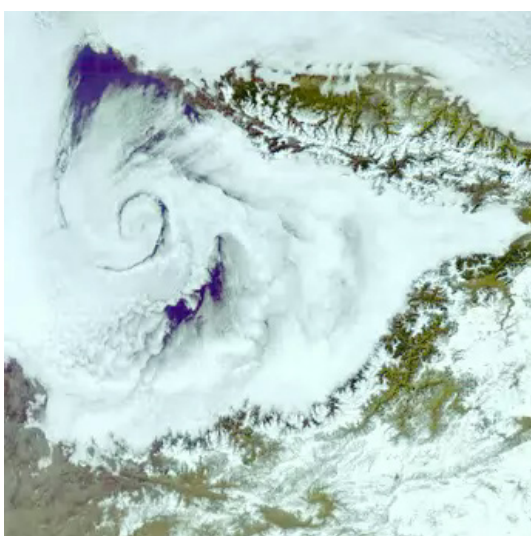
Станция (z, км)	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Фрунзе (0,76)	-7	252	343	101	2099
Тянь-Шань (3,61)	-42	142	359	63	1627
Разница, %	-500	-44	+5	-38	-23

Таблица 2.13 – Коэффициенты для пересчета среднего суточного баланса с горизонтальной поверхности на склоны с различными ориентациями, углом наклона α для широт φ 42–66°

α°	φ°	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Северная ориентация							
10	42	0,91	0,95	0,97	0,95	0,93	0,88
	46	0,90	0,94	0,96	0,94	0,92	0,85
	50	0,88	0,93	0,95	0,94	0,92	0,83
	54	0,86	0,92	0,94	0,93	0,90	0,80
	58	0,84	0,92	0,93	0,92	0,89	0,77
	62	0,82	0,91	0,94	0,91	0,89	0,72
	66	0,81	0,90	0,95	0,92	0,87	0,68
20	42	0,81	0,88	0,92	0,92	0,86	0,67
	46	0,78	0,88	0,91	0,90	0,84	0,65
	50	0,76	0,87	0,90	0,89	0,82	0,62
	54	0,73	0,86	0,89	0,88	0,80	0,59
	58	0,70	0,85	0,88	0,87	0,78	0,57
	62	0,68	0,84	0,86	0,86	0,76	0,53
	66	0,65	0,83	0,85	0,84	0,73	0,50
Южная ориентация							
10	42	1,08	1,03	1,01	1,02	1,06	1,17
	46	1,09	1,04	1,02	1,02	1,07	1,18
	50	1,11	1,05	1,02	1,03	1,08	1,19
	54	1,12	1,05	1,03	1,03	1,09	1,20
	58	1,14	1,06	1,03	1,04	1,10	1,21
	62	1,15	1,07	1,04	1,05	1,11	1,22
	66	1,16	1,08	1,04	1,05	1,12	1,23
20	42	1,15	1,07	1,02	1,04	1,12	1,33
	46	1,18	1,08	1,03	1,05	1,13	1,35
	50	1,21	1,09	1,04	1,06	1,14	1,37
	54	1,24	1,10	1,05	1,08	1,16	1,39
	58	1,27	1,11	1,06	1,09	1,17	1,41
	62	1,30	1,12	1,07	1,10	1,19	1,43
	66	1,33	1,13	1,08	1,11	1,20	1,45

В таблице 2.13 приведены осредненные коэффициенты $K_s = B_s/B_n$ [17], рассчитанные по суточным суммам радиационного баланса для теплого периода в различных райо-

нах СССР (Т.А. Голубова). При этом использовались допущения, справедливые для не крутых склонов. Как видно, для не крутых северных склонов всегда $K_s < 1$ и в пределах широт $42\text{--}66^\circ$ находятся в диапазоне $0,5\text{--}0,97$. Максимальные значения K_s для них наблюдаются в июне ($0,85\text{--}0,97$) вблизи летнего солнцестояния, а минимальные – в сентябре ($0,88\text{--}0,50$) вблизи равноденствия. Не крутые склоны южной ориентации имеют в теплый период $K_s \geq 1$.



3

**АТМОСФЕРНЫЕ
ЦИРКУЛЯЦИИ,
ВЫЗЫВАЕМЫЕ
ГОРАМИ**

Воздействие горного рельефа на атмосферные движения происходит в широком диапазоне масштабов от планетарного ($L \geq 5$ тыс. км) до местного ($L \sim 1-100$ км), создавая иерархию систем циркуляции с помощью механического и термического факторов: 1) над крупными горными системами возникают горизонтальные волновые движения ($L \geq 5$ тыс. км), причем над горами образуется орографический гребень, а вниз по течению – ложбина; 2) влияние гор на течения синоптических масштабов ($L \sim 1-2$ тыс. км) проявляется в том, что при подходе к горам циклоны могут заполняться, а на подветренной стороне восстанавливаться, что равносильно усилению здесь циклогенеза; 3) резко может быть выражен барьерный эффект гор, когда внешними хребтами-барьерами ограничивается передвижение холодного воздуха на юг, а теплого на север; 4) горы сами могут создавать свои циркуляции, имеющие масштаб 1–100 км, которые принято называть местными. Эти местные циркуляции разнообразны по своей природе и свойствам, они наблюдаются как внутри горных систем, так и на их периферии, захватывая прилегающие подгорные равнины. Основные типы этих циркуляций и будут рассмотрены ниже в разделах этой темы.

3.1 Типы местных ветров. Природа горно-долинной циркуляции и бризов. Характеристика горно-долинных циркуляций в Чуйской долине

В этом разделе будут рассмотрены различные типы местных ветров по классификации Э.А. Бурмана и природа двух типов таких ветров – горно-долинной циркуляции и бризов (хотя далее сами бризы рассматриваться не будут; в Кыргызстане они наблюдаются, прежде всего, на Иссык-Куле). Достаточно подробно по наземным и аэрологическим данным дается описание режима двух колец горно-долинных циркуляций, наблюдающихся в Чуйской долине, имеющих важное погодно-климатическое значение.

3.1.1 Классификация местных ветров

Существует много определений местных ветров (горизонтальный масштаб $L \sim 1-100$ км), основанных на генетических и морфологических признаках. Уже один этот факт говорит о трудностях создания общепризнанной объективной классификации, что объясняется сложностью явления, многообразием определяющих факторов и неповторимостью местных рельефных условий, вызывающих эти циркуляции.

Первым генетическим признаком классификации местных ветров по Э.А. Бурману [8] следует считать характер поля общей циркуляции атмосферы – ОЦА, на фоне которого они развиваются. Ветры ОЦА в этот момент могут быть либо ослаблены, либо интенсивны, имея вполне определенное направление, определяемое местным рельефом.

Вторым генетическим признаком является характер возмущения в поле ОЦА, вносимый горами. Это может быть термический фактор (движения термической конвекции), который лучше всего проявляется в поле ослабленной ОЦА, или механический фактор, проявляющийся лучше всего в поле интенсивных и определенно направленных ветров ОЦА.

Сделанные на основании этих двух основных признаков определения местных ветров могут быть дополнены морфологическими характеристиками: периодичностью

Таблица 3.1 – Классификация местных ветров горных районов по Э. А. Бурману

Ветер	Генетическая характеристика		Морфологическая характеристика		Общепринятое определение ветра
	особенность топографии	особенность возмущения основной циркуляции	пространственно-кинетическая	временная	
1	2	3	4	5	6
	Ветры ослабленной циркуляции				
Бриз	Соседство суши и моря (озера)	Термическое, периодическое (градиент температуры суша – море)	Обращение направления с высотой	Суточная периодичность направления и скорости	Дующий днем с моря на сушу, а ночью – с суши на море
Горно-долинный	Горные склоны и долины	То же (градиент температуры склон – свободная атмосфера)	То же	То же	Дующий днем из долины в горы, ночью – с гор в долины
Ледниковый	Ледники на склонах гор	Термическое, непериодическое (градиент температуры ледник – свободная атмосфера)	То же	Суточная периодичность скорости	Дующий днем и ночью с ледника в долину
	Ветры направленной циркуляции				
Фен	Горные хребты	Механическое, непериодическое, при обтекании горного препятствия в вертикальной плоскости	Нисходящие потоки умеренной силы и значительной вертикальной мощности	Непериодический ветер	Теплый и сухой, дующий с гор
Сильный кататический местный:					
Бора	Невысокие горные хребты на берегах морей (озер)	Механическое, непериодическое, при сужении потока по вертикали и падении его по склону	Нисходящие потоки большой и очень большой силы, малой вертикальной мощности. Уменьшение скорости с высотой	Ветер непериодический, иногда усиливающийся ночью	Холодный, очень сильный, дующий с невысокого берега в море

Продолжение таблицы 3.1

1	2	3	4	5	6
Стоковый	Длинные, покрытые льдом или снегом склоны (особенно сильные в Антарктиде)				
Сильный ветер в горных проходах	Сужение долин, горные проходы, выходы из ущелий на равнину	Механическое, непериодическое, при сужении потока в горизонтальной, а иногда в вертикальной плоскости	Нисходящие потоки большой горизонтальной скорости и малой вертикальной скорости. Уменьшение скорости ветра с высотой	Непериодический ветер	Сильный, дующий у выхода из узких горных проходов в долину

ветра, изменением направления с высотой на обратное, направлением термического градиента, скоростью, наличием нисходящего движения и т.д. В результате, по Э.А. Бурману [8], местными ветрами называются воздушные течения небольшой горизонтальной протяженности (от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров), возникающие вследствие локального возмущения в поле ветра общей циркуляции атмосферы под действием механических или термических факторов. В таблице 3.1 приведена составленная им краткая характеристика наиболее известных типов местных ветров и их общепринятое определение и описание.

Эта классификация не исчерпывает всех видов местных ветров и может быть расширена и детализирована. Ветры ослабленной ОЦА в ней представлены бризами, горно-долинными и ледниковыми ветрами, не имеющими большой силы (максимальные скорости менее 7–10 м/с). Все они реверсивны, т.е. меняют с высотой направление на обратное, и периодичны в течение суток.

Ветры направленной (и усиленной) ОЦА могут иметь умеренные скорости (фен), но могут быть сильными и очень сильными (фен, бора, стоковый, ветер горных проходов). Все они характеризуются непериодичностью и могут быть кататическими (нисходящими потоками). Это могут быть теплые и сухие ветры (фен) или холодные (бора), а также термически нейтральные (ветер горных проходов). Эта таблица-классификатор Э.А. Бурмана может быть расширена и детализирована, прежде всего, за счет увеличения перечня ветров направленной циркуляции, исходя из многообразия местных орографических условий различных горных районов и характера их воздействий на потоки атмосферы.

3.1.2 Природа горно-долинных циркуляций и бризов

Горно-долинными ветрами принято называть местные периодические циркуляции, возникающие в горных районах в поле ослабленной ОЦА под действием термического фактора (см. таблицу 3.1). В приземном слое у земной поверхности в дневные часы эти ветры дуют из долин в горы (долинный ветер), в ночные часы – с гор в долину (горный ветер). С некоторой высоты (0,5–1,5 км) могут наблюдаться противотечения, т.е. имеет место одновременно и суточная периодичность ветра, и его реверсивность – обращение направления с высотой на обратное. Скорости ветра малы и обычно не превышают 5 м/с. Такие циркуляции наблюдаются при хорошей малооблачной погоде, влияние термических причин проявляется наилучшим образом, а влияние потоков ОЦА минимально.

Рамки приведенного общего определения горно-долинной циркуляции (ГДЦ) не вмещают в себя всего многообразия такого сложного явления, каким представляется эта локальная циркуляция. В определении в одно понятие объединены воздушные течения различной природы:

1. Настоящие горно-долинные ветры, дующие вдоль оси горной долины (собственно ГДЦ);

2. Ветры склонов, дующие по склонам (в том числе в склоновых долинах) как отдельных хребтов и возвышенностей (днем – вверх, ночью – вниз), так и между днищем долины и ее бортами-склонами, т. е. поперек собственно ГДЦ (этот тип называется склоновой горно-долинной циркуляцией, далее для краткости обозначим его как – СГДЦ);

Заметим также, что ночью прилегающий к склону воздух охлаждается, становится более тяжелым, и на горный ветер накладывается дополнительно *сопутствующий гравитационный сток*, не относящийся по природе к ГДЦ или СГДЦ.

Бризами называются местные периодические циркуляции, возникающие в прибрежных районах морей, крупных озер и водохранилищ (как горных, так и равнин-

ных) в поле ослабленной ОЦА под действием термического фактора. В приземном слое в дневные часы эти ветры дуют со стороны озера на сушу (морской или дневной бриз), в ночные часы – с суши на озеро (береговой или ночной бриз). С некоторой высоты (0,5–1,5 км) могут наблюдаться противотечения, поскольку как и для горно-долинных ветров, имеет место одновременно суточная периодичность ветра и реверсивность – обращение направления с высотой на обратное. Скорости ветра малы и обычно не превышают 5 м/с. Бризовая циркуляция также наблюдается при хорошей малооблачной погоде, когда влияние термических причин проявляется наилучшим образом, а влияние потоков ОЦА минимально.

Физически наиболее четко причины склоновой ГДЦ и бризовой циркуляции могут быть объяснены через понятия ускорения циркуляции [8, 10] или вихря скорости Ω_y [22, 55] вокруг горизонтальной оси y , направленной вдоль подножья склона или вдоль береговой черты. Эти причины кроются в бароклинности термобарического поля – днем горные склоны/побережье озера прогреты лучше и изотермы над ними приподняты по сравнению с прилегающей равниной/озером, а ночью наоборот (изобарические поверхности примем близкими к горизонтальным, т.е. горизонтальный барический градиент отсутствует).

Для значения вихря скорости Ω_y вокруг горизонтальной оси y , ориентированной вдоль подошвы склона/береговой черты, справедливо [22]

$$\Omega_y = \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad (3.1)$$

Запишем уравнения движения в виде

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g. \quad (3.2)$$

Если продифференцировать первое из них по z , а второе по x , а затем вычесть, то после оценок значений слагаемых найденного выражения можно получить, что

$$\frac{\partial \Omega_y}{\partial t} \approx \frac{1}{\rho T} \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (3.3)$$

где слева стоит изменение вихря скорости вокруг оси y по времени, которое и определяет развитие циркуляций вокруг этой оси. Если это горы и равнина, то мы имеем дело с горно-долинной циркуляцией, если это побережье и озеро, то с бризовой циркуляцией.

Так как в (3.3) $\frac{\partial p}{\partial z} \approx \text{const}$, то изменение вертикального кольца вихря скорости во времени вокруг оси y (развитие/затухание склоновой или бризовой циркуляции) и по знаку, и по значению будет определяться $\frac{\partial T}{\partial x}$, т.е. горизонтальным градиентом температуры между долиной и склоном или соответственно побережьем и озером. Чем больше по модулю $\frac{\partial T}{\partial x}$, тем больше ускорение вихря скорости, тем интенсивнее развиваются эти циркуляции во времени и наоборот.

Таким образом, $\partial \Omega_y / \partial t$ объясняет причину СГДЦ и бризов как следствие локальной бароклинности атмосферы и нет необходимости привлекать для этого, как это делалось в конце XIX в., локальный горизонтальный *градиент давления* между равниной и горами или между морем и побережьем. Даже если бы такой ГДЦ и СГДЦ градиент возник под влиянием местных термических причин, то начавшаяся циркуляция быстро бы ликвидировала его, так что например, устойчивой СГДЦ по этой причине, скорее всего, быть не может.

Весьма важным вопросом является определение температурного возмущения, вносимого склоном, т.е. разности температур над долиной и склоном на одних и тех же абсолютных высотах, при которых существует. Полученные многими авторами оценки

достаточно малы и, как правило, не выходят за пределы $\pm 5^{\circ}\text{C}$ (днем +, ночью –) при среднем значении около $\pm 1-3^{\circ}\text{C}$. Таким образом, и ГДЦ, и СГДЦ – это весьма хрупкие кольца циркуляции, возникающие при малой разности температур над склоном и долиной, но они регулярно наблюдаются при хорошей малооблачной погоде и малоградиентных барических полях, захватывая долины и предгорья на удалении до 10–20 км от подножий. Особенно хорошо эта циркуляция выражена летом. Зимой долинная составляющая может быть подавлена дневным гравитационным стоком холодного воздуха со склонов. Этот сток развивается самостоятельно и не имеет никакого отношения к ГДЦ и СГДЦ.

Значительная повторяемость горно-долинной циркуляции в определенных районах создает даже хорошо выраженные местные климатические особенности этих территорий.

3.1.3 Режим склоновой горно-долинной циркуляции в Чуйской долине в приземном слое

Рассмотрим режим направления и скорости ветра при склоновой горно-долинной циркуляции у земной поверхности на примере Чуйской долины Кыргызстана [6, 10, 36]. Долина расположена на северной периферии Тянь-Шаня (см. рисунок 3.1), ориентирована широтно и имеет вид раструба, расширяющегося к западу, где она постепенно переходит в пустыню Моюн-Кум. Протяженность ее с запада на восток около 200 км, а ширина в средней части составляет порядка 60 км. С юга она ограничена высоким Киргизским хребтом (средняя высота около 4 км), а с севера понижающимся на СЗ хр. Жеты-Жол (высота 2–3 км), переходящим затем в низкие горы Киндыктас (1–1,5 км). Орографическая схема строения долины дана на рисунке 3.1.

В Чуйской долине возникают два перпендикулярных кольца циркуляции: собственно горно-долинная циркуляция (ГДЦ), кольцо которой ориентировано по оси долины, т.е. с запада на восток, и склоновая горно-долинная циркуляция (СГДЦ), с кольцом, ориентированным нормально к склону Киргизского хр. и нормально к кольцу ГДЦ. Поэтому приземные составляющие обоих колец циркуляции будут иметь следующие направления.

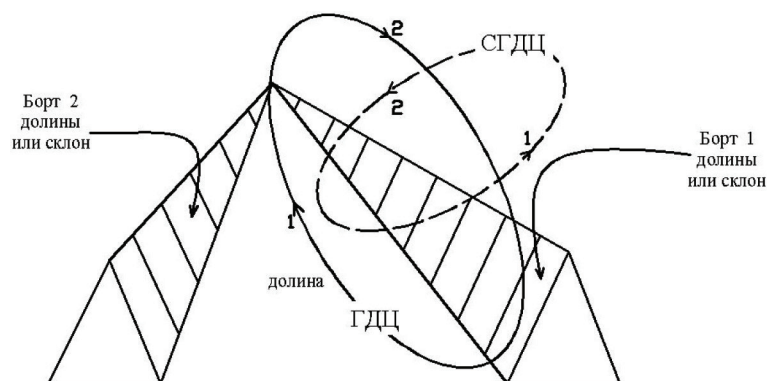


Рисунок 3.1 – Схема орографических условий Чуйской долины, приводящих к развитию двух колец – ГДЦ и СГДЦ: 1 – направление *дневных* приземных долинных составляющих; 2 – направление *дневных* верхних противотечений. (Кольцо СГДЦ для борта 2 долины не показано, чтобы не загромождать рисунок)

1. ГДЦ: дневной долинный ветер – западные и смежные с ним румбы, ночной горный ветер – восточные и смежные с ним румбы.

2. СГДЦ: дневной долинный ветер – северные и смежные с ним румбы, ночной горный ветер – южные и смежные с ним румбы (СГДЦ между бортом 2 и долиной не рассматривается, т. к. пока остается неизученной).

Следует подчеркнуть, что направление ветра при ночном гравитационном стоке, который не является составляющей циркуляций, для ГДЦ – восточное, а для СГДЦ – южное.

В таблице 3.2 по данным Н.Ф. Гельмгольца [10] для горных и долинных метеостанций приведены повторяемости преобладающих румбов и соответствующих им средних скоростей ветра за 1955–1960 гг. в 4 срока – 1, 7, 13 и 21 ч – при малооблачной погоде (нижняя облачность 5 баллов и менее), когда имели место благоприятные условия для развития горно-долинных циркуляций. Чтобы показать влияние расположения станции на характеристики ветра они были классифицированы по 5 группам:

- склоновые, т.е. расположенные в склоновых долинах (Байтык, 1,58 км);
- лежащие в зоне привалков, подошвы и устьев склоновых долин (Чон-Арык, 1,11 км);
- удаленные до 10 км от подножий (Фрунзе АМСГ (старый аэропорт, 0,89 км));
- удаленные от 10 до 20 км от подножий (МС Фрунзе/Бишкек, 0,76 км);
- удаленные более чем на 20 км от подножий (МС Чуйская, 0,60 км).

1. Склоновые долины. Режим ветра при малооблачной погоде в склоновых долинах, таких рек как Ала-Арча, Аламедин, Шамси и др., почти полностью исчерпывается склоновой горно-долинной циркуляцией вдоль оси склоновых долин. Горный ветер наблюдается ночью, утром и вечером с большой повторяемостью (до 50–80 %) и зимой, и летом. Скорости его малы, 2–3 м/с. Повторяемость горного ветра несколько снижается вечером, особенно летом, т.к. в 19 ч летом вечер только наступает. Долинный ветер имеет меньшую, но все же значительную повторяемость (50–60 %), а также малые скорости, 2–3 м/с. Но он дует по продолжительности гораздо меньше горного ветра, обычно после 9 ч утра и до 15–18 ч. Зимой повторяемость долинного ветра резко падает и весь день может дуть южный стоковый ветер, полностью подавляющий развитие дневной долинной составляющей. Уклоны долин до 10–12° не оказывают влияния на скорости ветра, которые всюду не превышают 3–4 м/с. В целом горный ветер более устойчив по сравнению с долинным.

2. Подножье склонов (устья долин). У подножья склонов циркуляция находится под сильным воздействием циркуляции в склоновых долинах и при малооблачной погоде почти полностью исчерпывается СГДЦ. Повторяемость горной составляющей может достигать 70–85 % (ничуть не ниже, чем в долинах), а повторяемость долинной составляющей ниже, до 30–50 %. Только в отдельных случаях она может достигать 60 и даже 70 %. Долинный ветер обнаруживает стремление ориентироваться нормально к хребту, а не по оси долин. Скорости ветра во всех случаях малы, 2–3 м/с. Зимой повторяемость стокового ветра днем составляет 20–30 %. Точно так же горный ветер дует всю ночь, захватывая утро и вечер и в целом более устойчив по сравнению с долинным.

3. Удаление до 10 км от подножья. На удалении до 10 км от подножья СГДЦ проявляется вполне хорошо. Повторяемость горного ветра ночью, особенно летом, может достигать 70 и даже 80 %, а долинного – до 30–50 %. Скорости ветра за счет снижения орографического трения при удалении от подножий могут возрасти, но не на много, до 3–4 м/с (вместо 2–3 м/с). Горный ветер по-прежнему более устойчив и дует всю ночь, утро и вечер. Зимой в течение всего дня возможен стоковый ветер, но редко. Горный ветер в начале лета в вечерние часы может быть подавлен грозами, которые развиваются в среднегорной и высокогорной зонах.

4. Удаление от 10 до 20 км от подножья. Склоновая ГДЦ на расстоянии 10–20 км от подножья еще проявляется, но главным образом только в своей горной компоненте.

Таблица 3.2 – Преобладающий румб направления ветра, его повторяемость (%–индекс внизу) и средние скорости (м/с–индекс сверху) по станциям различных групп по срокам (1, 7, 13 и 19 ч). Например, на МС Байтык в январе в срок 1 ч преобладающими по направлению были ветры южного румба с повторяемостью 55 %, имеющие среднюю скорость 2 м/с

Месяц	Сроки наблюдений, ч				Сроки наблюдений, ч			
	1	7	13	19	1	7	13	19
	1 группа, Байтык				2 группа, Чон-Арык			
I	$Ю_{55}^2$	$Ю_{44}^3$	$Ю_{23}^1$	$Ю_{43}^2$	$ЮВ_{78}^3$	$ЮВ_{81}^3$	$ЮВ_{28}^1$	$ЮВ_{70}^2$
II	$Ю_{55}^2$	$Ю_{34}^2$	$СВ_{36}^2$	$Ю_{50}^2$	$ЮВ_{67}^3$	$ЮВ_{60}^3$	$ЮВ_{22}^1$	$ЮВ_{62}^3$
III	$Ю_{36}^3$	$Ю_{34}^2$	$СВ_{37}^3$	$Ю_{29}^2$	$ЮВ_{60}^2$	$ЮВ_{57}^2$	$С_{22}^2$	$ЮВ_{20}^2$
IV	$Ю_{35}^3$	$Ю_{46}^2$	$ССВ_{30}^4$	$СВ_{19}^2$	$ЮВ_{55}^2$	$ЮВ_{42}^2$	$С_{36}^3$	$ЮВ_{27}^2$
V	$Ю_{45}^4$	$Ю_{55}^2$	$ССВ_{30}^3$	$ЮЮЗ_{22}^4$	$ЮВ_{69}^2$	$ЮВ_{42}^1$	$С_{35}^2$	$ЮВ_{19}^1$
VI	$Ю_{50}^3$	$Ю_{38}^2$	$ССВ_{26}^3$	$Ю_{20}^3$	$ЮВ_{84}^2$	$ЮВ_{48}^1$	$С_{39}^3$	$ЮВ_{30}^2$
VII	$Ю_{55}^4$	$Ю_{52}^2$	$С_{35}^2$	$Ю_{22}^4$	$ЮВ_{71}^2$	$ЮВ_{51}^2$	$С_{32}^2$	$ЮВ_{39}^2$
VIII	$Ю_{52}^3$	$Ю_{60}^2$	$ССВ_{31}^2$	$Ю_{34}^4$	$ЮВ_{73}^2$	$ЮВ_{55}^2$	$С_{35}^2$	$ЮВ_{52}^2$
IX	$Ю_{47}^4$	$Ю_{47}^2$	$ССВ_{43}^3$	$Ю_{37}^3$	$ЮВ_{78}^2$	$ЮВ_{84}^2$	$С_{40}^3$	$ЮВ_{67}^2$
X	$Ю_{46}^2$	$ЮЮЗ_{43}^2$	$С_{40}^2$	$Ю_{34}^3$	$ЮВ_{68}^2$	$ЮВ_{78}^2$	$С_{44}^3$	$ЮВ_{61}^2$
XI	$Ю_{38}^3$	$ЮЮЗ_{32}^2$	$С_{32}^2$	$Ю_{28}^2$	$ЮВ_{65}^2$	$ЮВ_{64}^2$	$С_{27}^2$	$ЮВ_{70}^2$
XII	$ЮЮЗ_{37}^2$	$ЮЮЗ_{38}^2$	$ЮЮЗ_{25}^2$	$Ю_{37}^2$	$ЮВ_{71}^2$	$ЮВ_{60}^2$	$С_{23}^2$	$ЮВ_{50}^2$
	3 группа, Фрунзе АМСГ (старый аэропорт)				4 группа, Фрунзе			
I	$Ю_{59}^4$	$Ю_{54}^5$	$З_{35}^3$	$Ю_{28}^4$	$Ю_{53}^4$	$Ю_{51}^5$	$З_{35}^3$	$Ю_{30}^4$
II	$Ю_{77}^5$	$Ю_{59}^5$	$З_{23}^3$	$Ю_{57}^4$	$Ю_{63}^5$	$Ю_{52}^4$	$З_{24}^4$	$Ю_{53}^4$
III	$Ю_{39}^4$	$Ю_{33}^4$	$З_{25}^4$	$Ю_{31}^4$	$Ю_{50}^4$	$Ю_{44}^4$	$З_{23}^3$	$Ю_{44}^4$
IV	$Ю_{42}^4$	$Ю_{25}^3$	$З_{27}^5$	$З_{22}^4$	$Ю_{48}^4$	$Ю_{33}^3$	$З_{29}^5$	$З_{29}^2$
V	$Ю_{55}^4$	$Ю_{27}^3$	$З_{25}^4$	$З_{26}^3$	$Ю_{52}^4$	$Ю_{21}^3$	$З_{22}^2$	$З_{19}^2$
VI	$Ю_{68}^4$	$Ю_{28}^4$	$СЗ_{26}^3$	$З_{21}^2$	$Ю_{55}^4$	$З_{28}^4$	$З_{27}^4$	$З_{19}^2$
VII	$Ю_{77}^4$	$Ю_{46}^3$	$СЗ_{33}^3$	$ЮЗ_{35}^4$	$Ю_{60}^4$	$Ю_{35}^2$	$СЗ_{34}^3$	$ЮЗ_{33}^2$
VIII	$Ю_{75}^4$	$Ю_{43}^2$	$СЗ_{50}^3$	$Ю_{36}^4$	$Ю_{70}^4$	$Ю_{40}^2$	$СЗ_{42}^3$	$Ю_{29}^3$
IX	$Ю_{75}^4$	$Ю_{57}^3$	$СЗ_{44}^3$	$Ю_{52}^4$	$Ю_{63}^4$	$Ю_{52}^3$	$СЗ_{41}^3$	$Ю_{47}^4$
X	$Ю_{69}^4$	$Ю_{59}^3$	$СЗ_{39}^3$	$Ю_{50}^4$	$Ю_{66}^3$	$Ю_{61}^3$	$СЗ_{34}^3$	$Ю_{46}^3$
XI	$Ю_{54}^4$	$Ю_{54}^4$	$З_{32}^4$	$Ю_{53}^4$	$Ю_{57}^3$	$Ю_{46}^4$	$З_{25}^4$	$Ю_{49}^3$
XII	$Ю_{39}^4$	$Ю_{31}^4$	$З_{25}^3$	$Ю_{30}^4$	$Ю_{42}^4$	$Ю_{33}^4$	$З_{21}^3$	$Ю_{46}^4$

Повторяемость ее все еще значительна и достигает 40–60 %. Но повторяемость долинного ветра падает до 20–30 %. Горный ветер по-прежнему может дуть всю ночь, утро и вечер. Но дневных зимних стоковых ветров уже почти не наблюдается. Долинные ветры ослаблены и могут легко подавляться даже слабыми ветрами ОЦА. Скорости ветра, как и в предыдущих зонах малы, 2–3 м/с. В этой зоне может хорошо проявляться горно-долинная циркуляция вдоль оси Чуйской долины, имеющая восточное направление для горной составляющей и западное направление для долинной.

5. Удаление более 20 км от подножья. На удалениях более 20 км от подножья (данные в таблице 3.1 не приведены) СГДЦ выражена весьма слабо и примерно в 25–30 км сходит на нет. Здесь преобладают общегradientные ветры. Но может также хорошо проявляться горно-долинная циркуляция вдоль оси Чуйской долины.

3.1.4 Аэрологическая характеристика ГДЦ и СГДЦ в Чуйской долине по данным радиозондирования

Для анализа высотной структуры горно-долинных циркуляций – ГДЦ и СГДЦ в Чуйской долине нами были использованы выборки 10-летних радиозондовых наблюдений аэрологической станции Фрунзе (0,756 км) за период 1974–1983 гг. до высоты 5 км над уровнем моря [36]. Поскольку станция находится примерно в 18 км от подножья Киргизского хребта, то в ее зоне может наблюдаться как ГДЦ, так и СГДЦ. Зондирование в 5 ч 30 мин местного времени считалось соответствующим ночным условиям, т. к. в этот момент физическое состояние атмосферы соответствует концу ночи, а зондирование в 17 ч 30 мин – по той же причине – дневным. Используя в качестве критериев названные в 3.2 направления составляющих горного и долинного ветра, были выбраны те сутки, когда хотя бы либо днем, либо ночью наблюдалась ГДЦ или СГДЦ. Скорости и направления ветра находились для стандартных высот, имеющихся в аэрологических таблицах: 0 или земля, 240, 300, 600, 740, 900, 1240, 2240, 3240 и 4240 м над поверхностью земли.

Хотя радиозондирование является относительно грубым методом для исследования горно-долинной циркуляции за счет большой вертикальной скорости радиозонда (примерно 5–6 м/с) и ограниченного числа стандартных высот, измерения по которым имеются в архивах, но, вследствие своей массовости, эти данные являются уникальными для статистического анализа (таблица 3.3).

Таблица 3.3 – Использованное число выпусков радиозондов и зарегистрированное число случаев составляющих горно-долинной циркуляции по данным за 1974–1983 гг. [36]

Сезон	СГДЦ			ГДЦ			Число выпусков	
	горный	долин- ный	стоко- вый	горный	долин- ный	стоко- вый	день	ночь
Весна	163	93	16	49	122	27	871	820
Лето	184	35	18	43	159	15	822	822
Осень	128	37	18	60	95	18	847	847
Зима	199	47	122	120	83	64	832	867

По теории Прандтля [8, 10] и данным наблюдений при горно-долинных циркуляциях скорость ветра вначале растет с высотой до уровня h , где наблюдается максимум ее нижнего течения – $V_{\text{макс}}$, затем она убывает и на высоте H меняет направление на обратное – здесь начинается противотечение. Таким образом, высота H есть мощность нижнего течения.

По Прандтлю

$$h/H = 0,25, \quad (3.4)$$

т. е. максимум скорости находится на высоте $h = 0,25H$.

При этом по фактическим данным противотечение часто рассредоточено, так что циркуляция в этих случаях не имеет классического замкнутого сверху кольца.

Одним из важных параметров циркуляций являются мощности нижних течений, статистические оценки которых для Чуйской долины приведены в таблице 3.4. Видно, что в целом ГДЦ гораздо более мощное по вертикали течение, чем СГДЦ. Так, среднее значение H ночью (восточный горный ветер) для ГДЦ колеблется по сезонам около 1 км (0,78..., 1,12 км), тогда как СГДЦ среднее H только около 200 м (0,16..., 0,23 км). Долинный ветер в обеих циркуляциях во все сезоны более мощное течение: ГДЦ $\bar{H}=1,05...$, 1,50 км; СГДЦ $\bar{H}=0,40...$, 0,67 км. Восточный стоковый ветер вдоль оси Чуйской долины имеет среднюю мощность 0,64..., 1,27 км, а южный стоковый ветер со склона Киргизского хребта – 0,19..., 0,48 км.

Таблица 3.4 – Статистические характеристики мощности H нижнего течения СГДЦ и ГДЦ в Чуйской долине (Обозначения: \bar{H} – среднее значение, σ_H – среднее квадратическое отклонение, A – коэффициент асимметрии, n – число случаев)

Ветер (составляющие)	СГДЦ				ГДЦ			
	\bar{H} , км	σ_H , км	A	n	\bar{H} , км	σ_H , км	A	n
Весна								
Горный	0,19	0,18	4,70	163	1,02	1,11	1,52	49
Долинный	0,67	0,48	0,80	93	1,50	1,67	1,34	122
Стоковый	0,34	0,25	0,81	16	1,29	0,77	0,76	27
Лето								
Горный	0,22	0,23	3,08	184	0,86	1,12	1,93	43
Долинный	0,74	0,56	0,46	35	1,17	1,13	4,25	159
Стоковый	0,48	0,39	1,71	18	0,77	0,99	1,95	15
Осень								
Горный	0,20	0,16	0,00	128	1,05	0,78	1,04	60
Долинный	0,64	0,50	2,15	37	1,24	1,05	1,16	95
Стоковый	0,43	0,28	0,50	18	0,64	0,28	0,50	18
Зима								
Горный	0,21	0,20	2,59	199	1,13	1,11	1,53	120
Долинный	0,40	0,60	3,90	51	1,05	1,20	1,86	83
Стоковый	0,19	0,15	1,95	125	0,92	0,78	0,76	64

Средние квадратические отклонения и для СГДЦ, и для ГДЦ имеют порядок самих величин мощности. С учетом существенной правой асимметричности распределений H ($A \geq 0,5-1$) оценка предельной величины мощности соответствует не менее чем утроенному значению \bar{H} . Можно также отметить, что мощность горного ветра СГДЦ практически не зависит от сезона, тогда как для долинного она почти в два раза больше летом (0,74 км), чем зимой (0,40 км). Эта закономерность, хотя и менее четкая, справедлива так же для ГДЦ.

В таблице 3.5 приведены статистические характеристики максимальной скорости на вертикальном профиле модуля ветра для составляющих СГДЦ и ГДЦ по сезонам. Из нее видно, что в целом максимальные скорости ГДЦ больше, чем СГДЦ. Так, горный ветер ГДЦ имеет средние значения максимума в зависимости от сезона от 4,3 до 5,5 м/с, а СГДЦ – от 1,8 до 2 м/с (почти не меняется). Максимумы долинных составляющих несколько выше: средние значения для ГДЦ 5,1..., 5,9 м/с, а СГДЦ – 2,1..., 3,9 м/с. Средние

квадратические отклонения имеют порядок 1..., 2 м/с для СГДЦ и 2..., 4,5 м/с для ГДЦ. Распределение скоростей существенно правоасимметричны за исключением долинной составляющей СГДЦ для весны и лета. Максимальные скорости стоковых ветров имеют тот же порядок, что и скорости горного ветра.

Таблица 3.5 – Статистические характеристики максимального значения скорости V нижнего течения СГДЦ и ГДЦ (Обозначения: \bar{V} – среднее значение максимума на вертикальном профиле, σ_v – среднее квадратическое отклонение, A – коэффициент асимметрии, n – случаи)

Ветер (составляющие)	СГДЦ				ГДЦ			
	\bar{V} , м/с	s_v м/с	A	n	\bar{V} , м/с	s_v м/с	A	n
Весна								
Горный	1,8	1,2	2,35	163	4,7	3,3	0,77	49
Долинный	3,9	1,9	0,12	93	5,5	4,3	1,38	122
Стоковый	2,5	1,4	1,01	17	4,7	2,3	1,87	27
Лето								
Горный	2,0	1,0	1,35	184	4,3	3,5	1,17	43
Долинный	3,9	2,0	0,02	35	5,1	2,8	0,80	159
Стоковый	4,8	2,8	0,19	18	5,0	5,3	1,83	15
Осень								
Горный	1,9	1,3	2,15	128	5,0	2,4	0,50	60
Долинный	3,6	1,7	0,41	37	5,3	3,2	2,54	95
Стоковый	2,4	2,0	1,63	18	4,5	2,7	0,32	18
Зима								
Горный	1,9	1,3	2,46	199	5,5	4,4	1,55	120
Долинный	2,1	1,4	1,16	51	5,9	4,3	0,87	83
Стоковый	1,5	1,3	3,06	125	4,7	3,1	0,80	64

Таблица 3.6 – Статистические характеристики высоты h максимума скорости ветра для СГДЦ и ГДЦ (Обозначения: \bar{h} – среднее значение, σ_h – среднее квадратическое отклонение, A – коэффициент асимметрии, n – число случаев)

Ветер (составляющие)	СГДЦ				ГДЦ			
	\bar{h} , км	s_h , км	A	n	\bar{h} , км	s_h , км	A	n
Весна								
Горный	0,08	0,15	4,62	133	0,56	0,83	2,02	49
Долинный	0,27	0,28	1,66	93	0,77	1,23	2,15	122
Стоковый	0,13	0,17	1,36	16	0,61	0,40	0,19	27
Лето								
Горный	0,04	0,10	3,00	35	0,37	0,59	3,68	43
Долинный	0,24	0,25	1,00	184	0,23	0,39	3,43	159
Стоковый	0,16	0,11	-0,43	18	0,14	0,17	1,09	15
Осень								
Горный	0,04	0,09	0,00	128	0,40	0,37	2,40	60
Долинный	0,26	0,19	0,01	37	0,47	0,57	2,74	95
Стоковый	0,04	0,09	0,00	18	0,36	0,30	1,33	18
Зима								
Горный	0,04	0,12	3,96	199	0,36	0,54	3,94	120
Долинный	0,19	0,48	5,26	51	0,46	0,87	3,49	83
Стоковый	0,04	0,11	3,42	125	0,26	0,36	0,28	64

Таблица 3.7 – Оценка направлений составляющих ГДЦ
и СГДЦ на высоте h по восьми румбам

Составляющая	СГДЦ	ГДЦ	Составляющая	СГДЦ	ГДЦ
Весна			Осень		
Горный	Ю	В	Горный	Ю	В
Долинный	СВ	З	Долинный	СВ	З
Стоковый	Ю	В	Стоковый	Ю	В
Лето			Зима		
Горный	Ю	В	Горный	Ю	В
Долинный	С	З	Долинный	С	З
Стоковый	Ю	В	Стоковый	Ю	В

Как видно из данных таблицы 3.6, в целом для ГДЦ максимум скорости находится выше, чем для СГДЦ, а теоретическое положение Прандтля (3.4) выполняется только весьма приближенно. Так, для горной составляющей СГДЦ $h=0,04-0,08$ км, а для ГДЦ $h=0,36-0,56$ км. Максимум для долинных составляющих находится выше – СГДЦ $0,19-0,27$ км, а ГДЦ – $0,23-0,77$ км. Средние квадратические отклонения имеют порядок самих величин h , а распределения последних существенно правоасимметричны (за исключением осени для СГДЦ). Это говорит о возможном широком диапазоне положения максимума скорости внутри нижнего течения в каждом отдельном случае. Однако следует отметить некоторую условность приводимых здесь фактических оценок, т.к. h и $V_{\text{макс}}$ определялись по ограниченному числу данных и только на стандартных высотах. В заключение в таблице 3.7 приведены повторяемости направлений составляющих СГДЦ и ГДЦ, определенные по восьми румбам на высоте максимальной скорости ветра h . Видно, что полученные направления хорошо согласуются с определенными ранее априорно, исходя только из орографии местности. При этом отметим еще раз, что гравитационный сток по направлению в обеих циркуляциях совпадает с их горными составляющими.

3.2 Фены, их природа, распространение и характеристики

Феновые ветры очень разнообразны по своему проявлению и распространены во всех горных районах. В настоящем разделе описывается их природа, классификации и отличительные черты. Для гор Средней Азии и Кавказа приводится их некоторая численная характеристика. Более подробная климатическая характеристика дается для гор Алтая по данным работы [44], где она представлена наиболее полно. В заключение раздела приводятся сведения об опасных орографических волнах, возникающих на подветренных склонах хребтов при сильных фенах переваливания.

3.2.1 Объяснение природы фенов и их классификации

Фенами называются кататические (нисходящие) ветры, дующие с гор и сопровождающиеся ростом температуры и понижением влажности воздуха (см. таблицу 3.1). Они наблюдаются практически во всех горных районах земного шара и многие из них имеют свои местные названия: гармсил на юге Средней Азии, мистраль во Франции, чинук в Северной Америке, зонда в Аргентине и др. Первое правильное объяснение природы фенов дал Ганн в 1864 г. Поясним суть образования фена на основе численного примера на рисунке 3.2 [8], где слева показана физическая картина процесса переваливания через горный хребет натекающей на его склон воздушной массы, а справа – график хода этого процесса на термодинамической диаграмме.

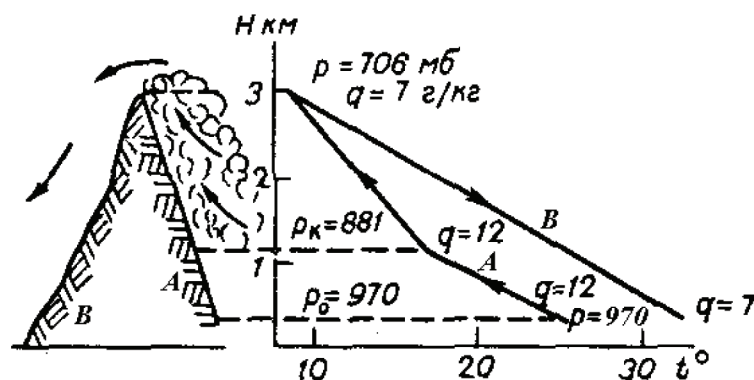


Рисунок 3.2. – Термодинамическое объяснение фенов переваливания по Ганну

Пусть на наветренном склоне горы *A* у ее подножья на высоте 300 м, откуда начинает подниматься воздух по склону, давление $p=970$ гПа, температура $T=25^\circ\text{C}$, массовая доля водяного пара $q=12$ г/кг, а относительная влажность $f=60\%$. Воздух, поднимаясь по склону *A* вначале сухоадиабатически с $\gamma_{ca}=1^\circ/100$ м на высоте 1140 м достигает состояния насыщения (уровень конденсации), где $p=881$ гПа, $q=12$ г/кг, а $f=100\%$. Далее, до гребня хребта, подъем идет по влажной адиабате с $\gamma_{va}<1^\circ/100$ м с образованием облачности и выпадением осадков. На гребне хребта (3,0 км) имеем: $p=706$ гПа, $q=7$ г/кг, $t=-8^\circ\text{C}$. После этого начинается спуск воздуха по подветренному склону *B* сухоадиабатически до самого подножья. В результате здесь его температура станет равной $T=34,6^\circ\text{C}$, $q=7$ г/кг, а относительная влажность упадет до 20 %. Это и есть классический фен переваливания, т.к. температура повысилась на $9,6^\circ\text{C}$, а влажность понизилась на 40 %. Ганн объяснил только эту термодинамическую сторону вопроса и не исследовал динамику проблемы, т.е. причины переваливания воздуха через хребет и возможные скорости ветра на склонах. Однако и это в то время было очень важно, т.к. имелись самые различные, порой фантастические, объяснения фенов на территории Европы, в том числе и через адвекцию горячего воздуха из Сахары и пустынь Центральной Азии, что по сегодняшним меркам не выдерживает никакой критики.

Природа фенов поразительно разнообразна в деталях, отражая специфику взаимодействия потоков ОЦА и конкретной горной орографии. Поэтому существует много классификаций фенов, основанных на тех или иных признаках. Если принять за основу, что фены – это кatabатические ветры, возникшие в результате возмущения рельефом поля ветра направленной ОЦА, а повышение температуры и понижение влажности рассматривать как морфологические признаки, сопровождающие этот процесс, то достаточно полной и четкой является классификация М.А. Петросянца [33] с тремя типами феновых процессов (рисунок 3.3). Однако существуют и многие другие классификации [8], на которых мы останавливаться не будем, отсылая читателя к оригинальным работам по этому вопросу.

1. Фены переваливания. Образуются при переваливании воздуха через отдельные достаточно высокие (чтобы сказалось адиабатическое повышение температуры на подветренном склоне) и протяженные хребты. Благоприятным условием для их возникновения является примерная перпендикулярность хребту потоков умеренной или большой силы в средней тропосфере и достаточная неустойчивость атмосферы. Они могут быть без или с феновым облачным валом на подветренной стороне гребня. Эти фены часто так же называются циклоническими (или достигшими стационарной стадии) из-за того, что они развиваются в перевалившей через хребет пришедшей воздушной массе.

2. Фены всасывания (высасывания). Возникают при прохождении на периферии горной страны (или отдельного хребта) интенсивно развивающегося циклона. Над го-

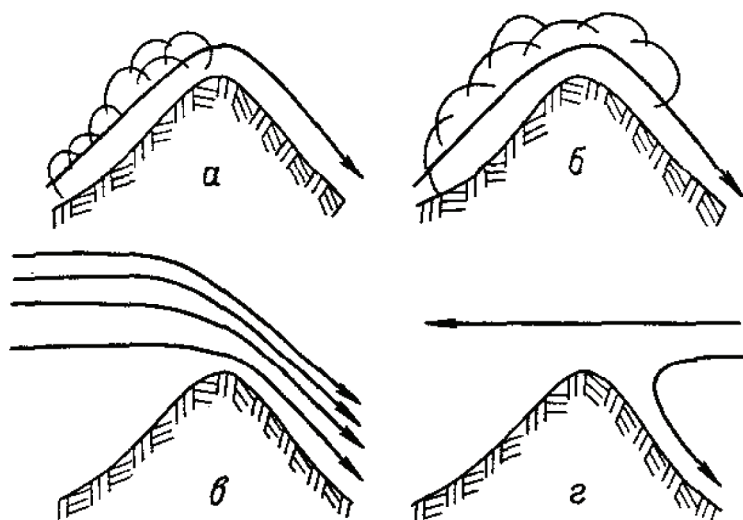


Рисунок 3.3 – Линия тока при различных типах фёнов по М.А. Петросянцу
Фёны переваливания: а – без фёнового вала; б – с фёновым валом;
в – фёны всасывания; г – фёны отражения

рами может находиться область повышенного давления с инверсией температуры, что усиливает процесс. В результате возникают сильные кататические потоки со склонов гор в сторону низкого давления, т.е. центра циклона. Эти фёны часто называются так же антициклональными, вследствие того, что они развиваются в прежней существовавшей над горами воздушной массе. Такие фёны могут наблюдаться над периферийными областями обширных горных стран, таких как Тянь-Шань, а не только на подветренных сторонах отдельных протяженных горных хребтов.

3. Фёны отражения. Они образуются не на подветренном, а на наветренном склоне, у которого длительное время, вследствие барьерного эффекта, накапливается холодный воздух. Его мощность растет и постепенно он начинает перетекать через хребет. Но одновременно на наветренном склоне развивается сток холодного воздуха и формируются вихрь с горизонтальной осью, часто со штормовыми ветрами в своей нижней ветви. Это тоже антициклонические фёны, так как развиваются в одной и той же воздушной массе.

Однако повышение температуры и снижение относительной влажности могут наблюдаться и при слабых ветрах и даже затишье. Это происходит в центральной части антициклона за счет медленного опускания (оседания) воздуха с его одновременным растеканием по обеим сторонам хребта. Скорости ветра при этом малы или наблюдается штиль. При таких нисходящих движениях может формироваться мощная инверсия сжатия, которая, опускаясь, достигает вершин гор и даже средней части склонов. До подошвы она может не доходить. Но горные станции при ее прохождении отметят повышение температуры и понижение влажности. Это явление носит название *фен из свободной атмосферы* или *феноподобной ситуации*, т.к. отсутствует главный генетический признак фёнов – наличие умеренного или сильного нисходящего с гор ветра.

Приведем два ярких примера фёнов, зарегистрированных на Кавказе 30.12.1906 г. и 28.02.1916 г. МС Батуми и Гагра.

Гагра, 30 декабря 1906 г.			
Время, часы	7	13	19
Температура, °С	11,8	18,8	23,6
Влажность, %	43	28	13

Батуми, 28 февраля 1916 г.			
Время, часы	7	13	19
Температура, °С	9,0	10,0	24,4
Влажность, %	99	95	16

Как видно, в Гагре при сильном ЮВ ветре к вечеру 30 декабря температура поднялась по сравнению с утром на 11,8 °С, а влажность снизилась на 30 %. В Батуми 28 февраля температура по сравнению с утром повысилась вечером на 15,4 °С, а влажность понизилась на 83 %. Эти изменения не могли быть вызваны суточным ходом метеорологических величин, а есть следствия развития классических фенов, когда одновременно значительно повышалась температура и также значительно понижалась относительная влажность. Заметим попутно, что до 1936 г. ночного срока наблюдений, к сожалению, не было (1 ч), что отражено в приводимых данных.

3.2.2 Географическое распространение фенов и некоторые отличительные признаки их проявления

Фены в горах распространены повсеместно. Но проявляться они могут по-разному:

- в одновременном значительном повышении температуры и понижении влажности;
- в значительном повышении температуры и относительно малом понижении влажности;
- в значительном понижении влажности и относительно малом повышении температуры. Все зависит от местоположения горной страны, ее орографии, времени года и синоптических процессов.

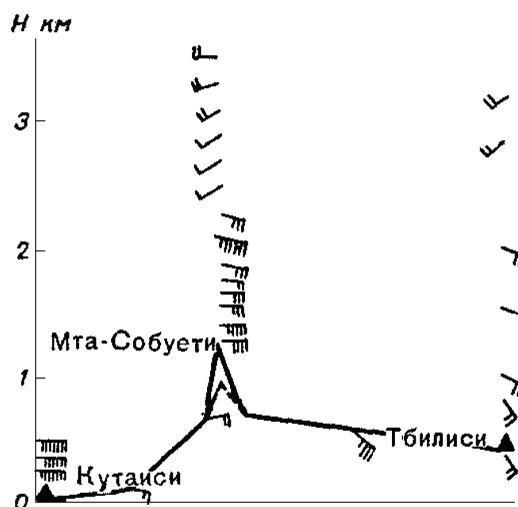


Рисунок 3.4 – Распределение скорости и направления ветра над Сурамским хребтом [14] (23.IX.1962 г., 15 час)

На Кавказе в Рионской долине [14, 57] в среднем в году отмечается 114 дней с феном. Феновая погода здесь в среднем продолжается 2–10 часов, но в редких случаях длится 3–5 суток. В районе Кутаиси ежегодно при фенах возможны восточные ветры со скоростью до 30–35 м/с. Потоки имеют шквалистый характер. Сильные восточные ветры (рисунок 3.4) возникают здесь за счет разности давлений над Черным морем и Кавказом, особенно устойчивой зимой. Ветер усиливается над Сурамским хребтом-перемычкой между полукольцом гор Большого и Малого Кавказа и опускается в широтную долину реки Риони. Восточные потоки сохраняются еще до 1–2 км над хребтами,

и только выше меняются на западные. Как видно, развитие фена здесь имеет субсиноптический масштаб и явно связано с взаимным расположением Черного моря и Кавказских гор, проявляясь в виде сильного восточного фена в широтно ориентированной долине реки Риони.

Еще более масштабные процессы развития фенов имеют место на северо-восточных склонах Копет-Дага в Средней Азии, захватывая большие площади прилегающих пустынь (рисунок 3.5).

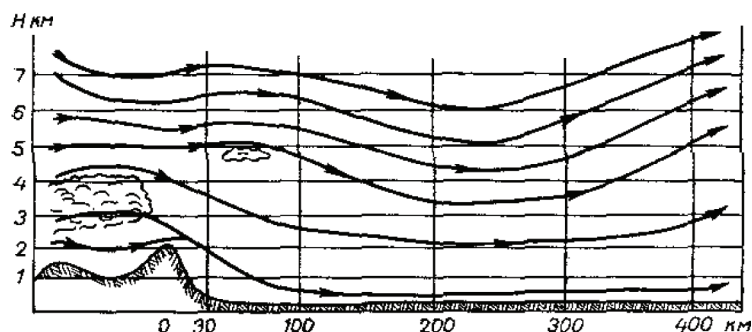


Рисунок 3.5 – Линии тока при фёне над северо-восточным склоном Копет-Дага (по И.В. Буту)

Они отличаются юго-западными скоростями ветра до 30 м/с и более, когда зимой температура может подниматься до 25°C. Природа этих ветров исследовалась И.В. Бутым [9]. Фены возникают в поле ветра субсиноптического масштаба, т.е. это явление не сугубо локального характера. Такие сильные ветры, имеющие феновый характер, захватывают иногда предгорья на всю ширину северного склона Копет-Дага, где скорости ветра местами могут достигать даже 40 м/с, при этом особенно сильны они на участках выхода склоновых долин в предгорья. На этом примере отчетливо видна вся сложность и не однозначность понятия фена, хотя бы по масштабу явления, принимаемая различными исследователями.

Весьма широкое распространение имеют фены на Алтае (таблицы 3.8–3.10) [44]. Больше всего фенов отмечает среднегорная водораздельная станция Кара-Тюрек (2,60 км) – 149,1 день в году, с некоторым преобладанием их зимой – 47,5 дней или 32 %. Много фенов наблюдается в низкогорной котловине Телецкого озера (станция Яйлю, 132,2 дня).

Таблица 3.8 – Число дней с феном в году и по сезонам на метеостанциях Алтая

Метеостанция, высота, расположение	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Кара-Тюрек, 2,60 км, водораздел	47,5	34,6	30,9	36,1	149,1
Катанда, 0,90 км, котловина	15,2	21,0	21,2	21,4	78,8
Кош-Агач, 1,76 км, котловина	14,3	19,2	16,6	18,2	68,3
Кызыл-Озек, 0,31 км, долина р. Майма	31,4	30,5	27,8	30,2	119,9
Усть-Улаган, 1,26 км, котловина	15,2	23,4	22,2	22,5	83,3
Яйлю, 0,44 км, котловина Телецкого озера	38,8	31,1	29,5	32,9	132,3

В узкой долине реки Майма их так же много – 120 дней в году. Меньше фенов в других разновысотных котловинах (станции Катанда, Кош-Агач, Усть-Улаган), где число дней в году с фенами колеблется в пределах 68–89. В днищах котловин во все сезоны года, особенно зимой, могут формироваться «озера холода», что затрудняет опускание фенов до земной поверхности.

Повышения температуры при отдельных фенах на Алтае могут достигать 20°C и даже больше, как это видно из таблицы 3.9. Повторяемость градации повышений

Таблица 3.9 – Повторяемость (%) градаций повышений температуры при фенах на Алтае

Метеостанция, высота, расположение	Градации повышения температуры, °С				
	до 5	5-10	10-15	15-20	> 20
Январь					
Кара-Тюрек, 2,60 км, водораздел	23,3	41,6	26,7	8,4	
Катанда, 0,90 км, котловина	11,2	23,1	48,9	16,8	
Кош-Агач, 1,76 км, котловина	3,2	35,3	50,0	11,5	
Кызыл-Озек, 0,31 км, долина р. Майма	13,6	31,9	40,9	13,6	
Усть-Улаган, 1,26 км, котловина	10,9	21,7	49,6	17,8	
Яйлю, 0,44 км, котловина Телецкого озера	11,1	55,6	22,2	11,1	
Апрель					
Кара-Тюрек, 2,60 км, водораздел	20,2	46,2	23,6	10,0	
Катанда, 0,90 км, котловина	4,5	23,9	44,5	23,5	3,6
Кош-Агач, 1,76 км, котловина	4,2	22,4	55,9	14,7	2,8
Кызыл-Озек, 0,31 км, долина р. Майма	11,1	26,9	30,9	22,2	8,9
Усть-Улаган, 1,26 км, котловина	2,8	25,0	47,2	22,2	2,8
Яйлю, 0,44 км, котловина Телецкого озера	5,6	24,1	40,7	25,9	3,7
Июль					
Кара-Тюрек, 2,60 км, водораздел	35,5	45,5	19,0		
Катанда, 0,90 км, котловина	3,6	25,5	41,4	21,9	7,6
Кош-Агач, 1,76 км, котловина	3,4	20,3	57,8	13,4	5,1
Кызыл-Озек, 0,31 км, долина р. Майма	16,8	26,7	33,3	13,1	10,1
Усть-Улаган, 1,26 км, котловина	10,0	17,3	50,0	14,5	8,2
Яйлю, 0,44 км, котловина Телецкого озера	10,2	43,3	33,4	13,1	
Октябрь					
Кара-Тюрек, 2,60 км, водораздел	20,8	53,8	17,7	7,7	
Катанда, 0,90 км, котловина	4,3	22,2	42,2	26,5	4,8
Кош-Агач, 1,76 км, котловина	5,6	15,8	52,6	20,7	5,3
Кызыл-Озек, 0,31 км, долина р. Майма	12,2	27,8	32,9	20,1	7,0
Усть-Улаган, 1,26 км, котловина	3,0	27,3	34,8	30,4	4,1
Яйлю, 0,44 км, котловина Телецкого озера	7,1	32,1	53,6	7,2	

Таблица 3.10 – Средняя и максимальная скорости ветра (м/с) при фенах для центральных месяцев сезонов на Алтае за 1966–1976 гг.

Метеостанция, высота, расположение	Скорость	Месяцы года			
		1	4	7	10
Кара-Тюрек, 2,60 км, водораздел	Средняя	11,8	8,2	5,2	9,4
	Максим.	34	18	14	20
Катанда, 0,90 км, котловина	Средняя	1,9	2,8	1,9	2,4
	Максим.	6	12	8	12
Кош-Агач, 1,76 км, котловина	Средняя	4,1	5,5	4,6	4,9
	Максим.	14	24	13	13
Кызыл-Озек, 0,31 км, узкая долина р. Майма	Средняя	3,5	3,2	3,4	3,2
	Максим.	9	10	8	12
Усть-Улаган, 1,26 км, котловина	Средняя	3,6	6,2	3,0	3,3
	Максим.	10	10	9	8
Яйлю, 0,44 км, котловина Телецкого озера	Средняя	4,6	3,2	2,6	3,1
	Максим.	12	12	5	12

5–10 °С составляет по разным станциям 16–66 %, а градации 10–15 °С – 22–56 %. Таким образом, фены здесь могут быть как теплые, когда температура воздуха при фене выше средней месячной, но ниже средней максимальной, так и очень теплые, когда она выше средней максимальной для месяца. Причем примерно в 60 % случаев наблюдающиеся фены являются очень теплыми.

Скорости ветра при фенах на Алтае (таблица 3.10) имеют градации от слабых (0–2 м/с) и умеренных (3–7 м/с) до сильных (8–15 м/с) и очень сильных (более 15 м/с). При этом средние феновые скорости на всех станциях составляют 1,9 м/с и более, а максимальные достигают 34 м/с.

Наблюдаются фены и во всех других горных странах. Так, на северных и на южных склонах невысоких Крымских гор при прохождении южных и западных циклонов они сопровождаются скоростями ветра, достигающими в Алуште и других пунктах до 20 м/с. В Севастополе, например, в ночь с 22 на 23 декабря 1960 г. температура при фене поднялась с 9,0 до 23,5 °С, а влажность понизилась с 71 до 20 %.

В Карпатах в среднем в году наблюдается 10–15 дней с феном, продолжительностью от 1–2 до 4–5 дней. При этом температура в январе может подниматься до 10 °С, а в марте – до 20 °С, превышая среднюю месячную примерно на 10–15 °С. При расположении над Карпатами антициклона феноподобные ситуации возникают одновременно на северных и южных склонах.

На Памире и Тянь-Шане фены развиваются в зоне предгорий и низкогорий, в широтных долинах, открытых к окружающим равнинам и во многих внутренних котловинах. Фены преимущественно наблюдаются зимой и связаны с выходом южных циклонов или при западных вторжениях. При прохождении циклонов по югу равнин Туранской низменности в открытых к ним периферийных горных долинах (например, Чуйская в Кыргызстане) возникают фены всасывания. В Чуйской долине при этих фенах направление ветра восточное (по оси долины в сторону низкого давления). В этом случае наиболее отчетливо фены прослеживаются от Боомского ущелья до г. Токмак, где температура при них в среднем на 4 °С выше, чем в Бишкеке (максимальная разность достигает 10 °С). В склоновых долинах, в зависимости от их ориентации, направления феновых ветров может быть иным, например, южным для долин северного склона Киргизского хребта. В замкнутых котловинах Тянь-Шаня развиваются свои специфические формы фенов и феноподобных ситуаций.

Феновыми свойствами обладают сильные ветры в горле Ферганской долины (урсатьевский ветер), чирчикский ветер в долине р. Чирчик, имеющий очень большую повторяемость, ветры на выходе из Таласской долины (район г. Тараза) и др.

В таблице 3.11 [56] приведены данные о повышении температуры при фенах в одной из долин Западного Тянь-Шаня (р. Ангрен). Как видно, температурный эффект

Таблица 3.11 – Повторяемость (%) изменения температуры при фенах в Ахангаранской долине (по С.Г. Чанышевой) [56]

Станция (z, км)	Температура				
	0	0–2	2,1–5	5,1–10	>10
От начала фена до его максимума					
Аблык (0,85)	2	11,3	25,4	39,3	22,0
Турк (1,10)	–	24,6	23,2	40,6	11,6
Ангрен (2,12)	–	21,2	32,3	35,3	11,2
За первые сутки фена					
Аблык (0,85)	1,4	23,3	50,6	23,3	1,4
Турк (1,10)	–	42,0	46,4	11,6	–
Ангрен (2,12)	–	50,5	36,4	13,1	–

несколько ослабевает с высотой. Максимальное повышение температуры за период от начала развития фена до максимума редко превышает 10 °С, но очень часто (35–40 % случаев) составляет 5–10 °С. Наибольший эффект от фена здесь возникает не сразу, т.к. за первые сутки процесса повышение ее чаще составляет 2–5 °С.

Очень сильным феном является гармсилъ – горячий предфронтальный ветер В и ЮВ направления в предгорьях хр. Кугитанг (Западный Памир). По мере приближения холодного фронта к горам сток воздуха с гор в сторону фронта усиливается. К.А. Каретниковой описан случай, когда температура при гармсилье повысилась до 47,8 °С, а влажность упала до 8 %, что привело к опаданию листьев и плодов с деревьев. Одновременно в атмосферу поднимается много пыли, которая, поглощая радиацию Солнца, дополнительно раскаляет воздух, угнетающе действуя на все живое.

Распространены фены на Урале, в горах Восточной Сибири, на Новой Земле и во многих других горных районах земного шара, где они обычно имеют местные названия.

3.2.3 Локальная деформация воздушного потока в горах и возникновение орографических подветренных волн и облачности

Гидродинамическая теория локальных возмущений умеренных и сильных ветровых потоков в горах с масштабом 1–100 км, например, при фенах до сих пор не разработана ввиду ее большой сложности. Имеющиеся проработки говорят о том, что горы действуют на поток подобно дифракционной решетке, рождая волны на подветренной стороне. Если атмосфера устойчивая и ветры слабые, то частота колебаний высока и возникают короткие волны большой амплитуды, тогда как при сильных ветрах и малой устойчивости возникают *низкочастотные* колебания с большой длиной волны. Существование тонкого слоя инверсии на уровне гребня хребта особо способствует образованию волн, так как инверсия играет для потоков роль твердой стенки, ограничивая их распространение по вертикали.

Обобщая результаты теоретических и опытных данных для протяженного хребта [4], когда вектор ветра примерно нормален к хребту, можно качественно нарисовать следующую картину зависимости поведения воздушного потока от (рисунок 3.6): 1 – вертикального профиля ветра; 2 – распределения устойчивости; 3 – формы препятствия:

1. При слабом, почти не меняющемся с высотой ветре (рисунок 3.6 а), поток плавно течет над хребтом, образуя здесь пологую волну (*ламинарное течение*). За хребтом волн нет.

2. При более сильных ветрах (рисунок 3.6 б), возрастающих с высотой, наряду с волнами над хребтом, на подветренной стороне образуется *течение со стоячим вихрем*, а на наветренной хорошо выражена зона восходящих движений.

3. При более интенсивном росте скорости с высотой с изломом (рисунок 3.6 в) создается последовательность подветренных стоячих волн, которые распространяются на 20–25 км. Эти волны стационарны, если характеристики потока не меняются. Над гребнем и в вершинах волн возникают облака, а на подветренной стороне в нижнем слое возникают роторы (вращающиеся и смещающиеся вихри) и роторные облака. Выше, в гребнях волн, возникает зона положительных вертикальных движений, а в ложбинах – отрицательных. Это *волновое течение* с облаком над гребнем и *роторными облаками* на подветренной стороне.

4. Если скорость сначала быстро растет с высотой, а затем уменьшается, то возникает *роторное течение* с разрушением подветренных волн и образованием здесь сильно турбулизированного потока с роторными облаками (рисунок 3.6 г).

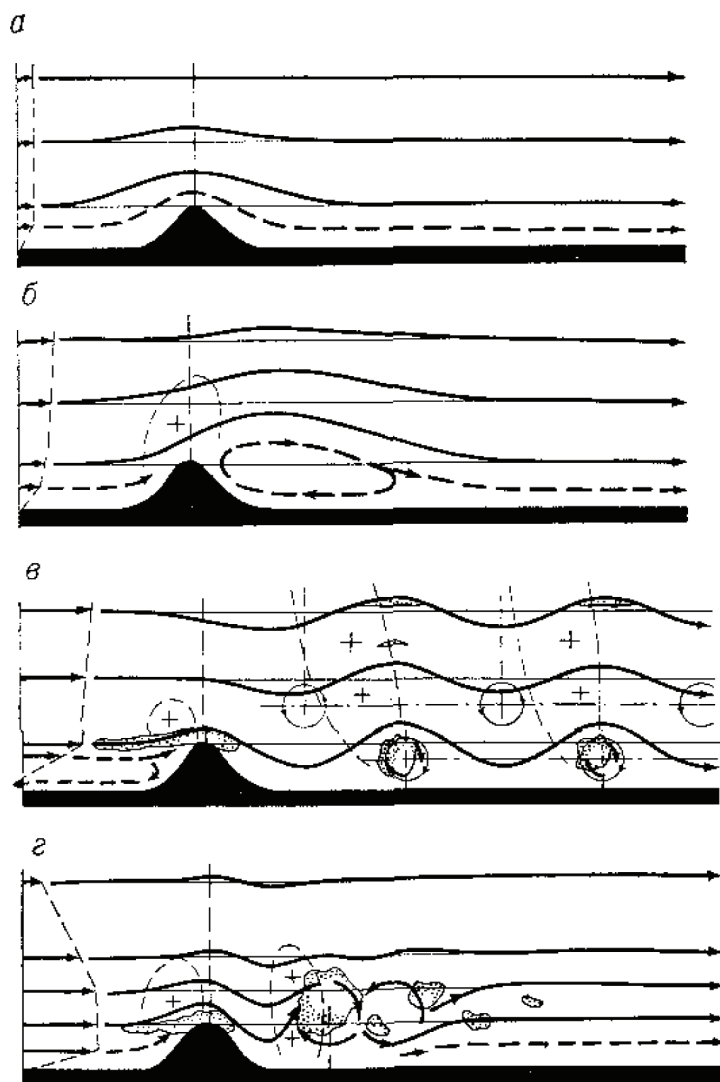


Рисунок 3.6 – Типы воздушного течения над горными препятствиями в зависимости от вертикального профиля скорости ветра [4]: а – ламинарное течение; б – течение со стоячим вихрем; в – волновое течение с облаком над гребнем и роторными облаками на подветренной стороне; г – роторное течение

Подветренные волны возникают, когда образуется мощный нормальный к хребту поток (уклонение не более $\pm 30^\circ$) со скоростями ~ 7 м/с на гребне для низких хребтов (~ 1 км) и до 15 м/с для высоких хребтов (~ 4 км).

Наблюдения в Альпах [4] показали, что:

1. Для $U < 8$ м/с волны являются плоскими и слабыми с одним подветренным ротором;
2. Для $U = 8-15$ м/с поток становится турбулизированным с последовательностью роторов;
3. Для $U > 15$ м/с аналогично 2, но подветренные волны зависят от $\partial U / \partial z$.

При таких течениях возникают характерные формы облаков: а) чечевицеобразные, б) облака вида «стопка тарелок», в) роторные в нижних слоях – разорванные, вращающиеся с повышенной турбулентностью.

Появления роторов означает, что линии тока наклонены в обратном направлении, так что воздух переворачивается и становится статически неустойчивым. Роторы наи-

более распространены у земли, но могут возникать в гребнях и ложбинах волн. Такие волновые течения на подветренных склонах хребтов возникают как при нисходящих холодных штормовых ветрах, которые называются борами, так и при теплых нисходящих ветрах, называемых фенами. Оба эти типа местных ветров и сопутствующие им волны на подветренных склонах наблюдаются практически во всех горных странах.

3.3 Боры и их природа. Боры улан и санташ в Иссык-Кульской котловине

Во многих горных районах, при определенных условиях орографии, в переходные сезоны и зимой часто возникают сильные холодные ветры, дующие с гор в сторону моря/озера и носящие общее название бор, например новороссийская бора на Кавказе, новоземельская бора на Новой Земле, сарма на Байкале, улан и санташ в Иссык-Кульской котловине. Они опасны тем, что возникают почти внезапно, ветер часто достигает ураганной силы и сопровождается значительным понижением отрицательных температур воздуха, что вызывает быстрое переохлаждение людей и животных, а на море/озере возникает сильное волнение. Брызги от волн, попадая на суда и предметы, мгновенно замерзают, вызывая очень опасные обледенения набережных и судов в бухтах.

3.3.1 Природа бор. Новороссийская бора

Борой (от Борея – бога северных холодных ветров) называют штормовые, холодные ветры, дующие с гор в сторону моря вниз по склону, достигающие особой силы против низких перевалов. Обычно боры возникают на побережьях морей, вдоль которых простирается относительно низкий и протяженный хребет. В холодную половину года, когда над континентом развивается область повышенного давления, а над теплым морем – пониженного, градиент давления направлен в сторону моря. За счет орографического эффекта на участке хребет – побережье его значение может быть очень велико, 10–15 гПа/100 км и более. Накопившийся на наветренной стороне холодный воздух, перетекая через хребет (над которым часто наблюдается инверсия температуры), сжимается в вертикальной плоскости и, падая на подветренном склоне, ускоряется в поле тяжести. Над перевалами сжатие происходит и в горизонтальной плоскости. Таким образом, действие трех факторов одновременно (большой локальный градиент давления, сжатие потока, гравитационное ускорение) вызывает усиление ветра до штормовой силы на подветренном склоне в зоне побережья.

Здесь описаны самые общие классические условия возникновения бор. На самом деле наблюдается их большое разнообразие, и в деталях гидродинамическая картина развития бор выглядит гораздо более сложной. Даже наличие теплого водоема (море, крупное озеро) вовсе не обязательно. Боры могут наблюдаться и внутри континента, например на низких Чу-Илийских горах северного Тянь-Шаня (курдайский ветер) [35, 36]. Обязательным условием является наличие низких протяженных гор, по обе стороны которых развиваются барические поля противоположных знаков, создающие либо большой локальный градиент давления, либо большой синоптический градиент давления, вызывающий усиление потоков над горами в нижней атмосфере. Сжатие потоков над хребтом и в зонах перевалов при их опускании до земли создают штормовые холодные ветры-боры на подветренном склоне.

При всех типах бор низкая высота гор не дает заметного адиабатического эффекта при опускании потока на подветренном склоне. Поэтому воздух бор остается холодным, таким, каким он сформировался на наветренной стороне препятствия.

Благоприятной для опускания струи является неустойчивая стратификация на подветренной стороне с гравитационным усилением скорости. При устойчивой стратификации на подветренной стороне опускание струи до земли возможно лишь при расхождении на это ее кинетической энергии. Этим и объясняется, почему бора возникает чаще на границе холодный континент – теплое море зимой, т.е. при неустойчивости зимнего воздуха над морем.

Как и фены, боры наблюдаются в горах повсеместно, где для этого есть подходящие топографические условия: на Адриатическом море (Триест, Риека), в Средиземном море (устье р. Рони), на Аравийском полуострове (залив Куриа-Муриа), на Тихоокеанском побережье Японии, на Новой Земле (особо свирепая новоземельная бора со скоростью до 100 м/с), на Байкале (местное название сарма), на Иссык-Куле (санташ и улан), на Черном море, в районе Новороссийска, и во многих других горных областях.



Рисунок 3.7 – Схема орографических условий новороссийской бора.

Обозначения: //// – полоса побережья, где наблюдается бора;

× – Мархотский перевал (430 м) на хр. Варада, стрелки ↙ – направление ветра при боре, заштрихованная зона – горная территория

Новороссийская бора является классическим примером бор [27]. Вдоль побережья Черного моря (рисунок 3.7) на участке Анапа-Геленджик с СЗ на ЮВ проходит невысокий хребт Варада (от 400 до 650 м). Далее в ЮВ направлении располагаются мощные хребты Большого Кавказа. К северу от них находится обширная Кубано-Приазовская низменность. Порт Новороссийск расположен в глубине Цемесской бухты длиной около 15 км. Прямо против Новороссийска на хребте Варада находится Мархотский перевал высотой 430 м. Склоны хребта, обращенные к порту, совершенно голы и вначале круто ($\alpha=60^\circ$) падают до уровня 200–300 м, в далее полого опускаются к морю. Боры носят

характер жестких СВ штормов со стороны хребта Варада и в 74 % случаев наблюдаются в холодный период (сентябрь–март). Они могут захватывать полосу побережья от Анапы до Туапсе, но особенно часты и сильны в районе Новороссийска. Продолжительность бор (скорость 15 м/с и более) в Новороссийске в 78 % случаев составляет 1–3 суток, но в редких случаях (1 %) они длятся 10 суток и более. Среднее значение продолжительности равно 2,4 суток, а средняя повторяемость – 32 дня в году.

Максимальные скорости достигают в Новороссийске 40 м/с и более. Над Мархотским перевалом зарегистрированы значения 60 м/с (видимо, это порыв, а не средняя скорость за 10 минут). В начальной стадии развития боры скорости ветра увеличиваются от земли в слое до 100–200 м, а затем уменьшаются с высотой. При максимальной стадии развития наибольшая скорость ветра наблюдается у земли и уменьшается с высотой. При отдельных типах бор с высоты около 1,5–2 км потоки могут менять направление на обратное.

Важной отличительной особенностью Новороссийской боры является быстрое ослабление ее скорости при удалении от побережья вглубь моря, так что на расстоянии всего 10 км она почти не ощущается и проявляется только в волнении моря, распространяющемся от береговой черты.

Формирование новороссийских бор происходит самым различным образом. М.А. Гусев [27] выделил следующие типы бор.

1. Стоковая бора. Она наблюдается редко, преимущественно ночью и утром, имеет малую мощность (около 100 м) и никогда не достигает большой силы ($V_{\text{макс}} \leq 25$ м/с). При стоковой боре происходит сток холодного воздуха только в районе Мархотского перевала и она наблюдается лишь в Новороссийске (даже на перевале ветры слабые), т.е. это чисто гравитационная бора. Локальный градиент давления на участке Крымская–Геленджик в среднем равен 6,6 гПа/111 км, тогда как при других типах бор он около 10 гПа/111 км. Но горизонтальный градиент температуры наиболее значителен – до 20°/111 км, а при всех прочих типах он меньше, до 10–15°/111 км. Обычно в это время над Кубанской низменностью располагается гребень повышенного давления со слабыми ветрами, малооблачной погодой и интенсивным ночным выхолаживанием воздуха.

2. Внутримассовая бора. Этот тип боры возникает при перетекании через хр. Варада потока, имеющего мощность 2–3 км, т.е. значительно большую, чем высота препятствия (0,5 км). Скорости ветра в потоке умеренные, инверсии над хребтом нет, так же как нет и температурных контрастов между побережьем и Кубанской низменностью. Основной причиной увеличения скорости является вертикальное и горизонтальное сжатие потока над перевалом. Поэтому скорости ветра при внутримассовых борах менее 30 м/с. Часто этот тип предшествует или включает фронтальные боры. Внутримассовая бора – это единственный тип боры, которая хорошо выражена летом.

3. Фронтальная бора. Она наблюдается при прохождении или вскоре после прохождения через Новороссийск холодного фронта и связана с похолоданием на всем СВ побережье Кавказа. Однако мощность холодного воздуха обычно ограничена 1 км. Начиная с 1–1,5 км располагается значительно более теплый воздух (Δt до 10°С и более), т.е. очень хорошо выражена фронтальная инверсия температуры. Скорость СВ ветра в нижнем километровом слое над низменностью невелика, 5–10 м/с. Но над хребтом Варада она может увеличиться до 30 м/с и более. Происходит интенсивное сжатие потока между горами и слоем инверсии, а также горизонтальное боковое сжатие на Мархотском перевале. Шторм наблюдается на значительной части побережья от Анапы до Геленджика, или даже Туапсе, и особенно он силен в Анапе и Новороссийске. Локальные градиенты давления составляют 15 гПа/111 км и более, а разности температур перед борой и после достигают 20 °С. Если определить боры с $V_{\text{макс}} \geq 30$ м/с как *катастрофи-*

ческие, то из них 73 % приходится на фронтальные. Доля фронтальных бор в их общем числе около 30 %. При катастрофических борах возникает большое волнение моря. Разбрызгивание волн при низких температурах приводит к очень быстрому и опасному обледенению судов, а также набережной. Например, наблюдались случаи, когда толщина льда, покрывающего набережную, достигала 2 и даже 4 м. Парализуется работа крупного порта, а судам в Цемесской бухте грозит значительная опасность.

4. Муссонная бора. К этому типу относятся катастрофические боры переходных сезонов и зимы при резком обострении циклонической деятельности на границе выхолаженный материк – теплое море. Чаше всего это проявляется при выходе средиземноморских циклонов на Черное море и одновременном смещении антициклонов с ЕТР, а ЮВ к Северному Кавказу. При этом возникают большие синоптические градиенты давления, а локальные достигают 15 гПа/111 км, тогда как локальные градиенты температуры малы. Значительному усилению скорости ветра способствует наличие хорошо выраженной инверсии над горами. За счет волновых процессов, ниже слоя инверсии, скорость ветра может дополнительно усиливаться до 10–20 м/с. Волны, периодически изменяя мощность нижнего холодного воздуха, придают боре пульсирующий характер. Потоки ниже и выше инверсии направлены в противоположные стороны, нижний – близок к северо-восточным, а верхний – к западным румбам.

Для прогноза фронтальных и муссонных бор в Новороссийске используется следующее эмпирическое соотношение между разностью давлений Δp на наветренной и подветренной сторонах хребта и скоростью ветра на высоте 10 м:

Δp , гПа	5	7	9	11	13	15	17
V , м/с	14	18	22	26	30	34	38

5. Смешанная бора. Она возникает в том случае, когда у внутримассовой, фронтальной и муссонной бор появляются элементы стоковой боры. Это коварная «замаскированная» бора, т.к. может наблюдаться при малых градиентах давления, не сопровождающихся сильными ветрами в самом Новороссийске. Благоприятным условием является теплый фронт, остановившийся непосредственно у побережья Северного Кавказа, что создает большие разности температур по обе стороны хр. Варада, так что вертикальный градиент Новороссийска – Мархотский перевал может достигать 4°/100 м. При этом типе боры скорость ветра в Новороссийске часто бывает более высокой, чем на Мархотском перевале.

Заметим только, что усиленный над препятствием поток приобретает форму струи и, оказавшись над подветренной стороне, может опуститься до поверхности земли только при благоприятных термических условиях.

3.3.2 Условия возникновения и общая климатическая характеристика бор улана и санташа в Иссык-Кульской котловине

Иссык-Кульская котловина (рисунок 3.8) [2, 15, 35, 36, 42, 53], расположенная на СВ периферии Тянь-Шаня, имеет овальную форму и вытянута с запада на восток от перевала Кутемалды до перевала Арча-Тер на 252 км, а с севера на юг от перервала Кучанир до верховьев реки Барскоон на 146 км. Общая площадь бассейна котловины 22080 км². С севера котловина окружена мощным хребтом Кунгей Ала-Тоо со средней высотой гребня 4,2 км (максимальная отметка 4,77 км), а с юга – еще более мощным хребтом Терской Ала-Тоо со средней высотой 4,3 км (максимальная отметка 5216 м). Большая часть днища котловины занята незамерзающим озером Иссык-Куль с уровнем зеркала

1607 м. Наибольшая длина озера составляет 178 км, а – ширина 60,1 км, при среднем значении 36 км. Средняя глубина 278 м, а максимальная – 668 м. Температура поверхностного слоя воды зимой равна 0..., 4°C, а летом может достигать 22..., 24°C. Между подошвой хребтов и озером полосой от несколько сотен метров до 10-20 км тянется приозерная равнина.

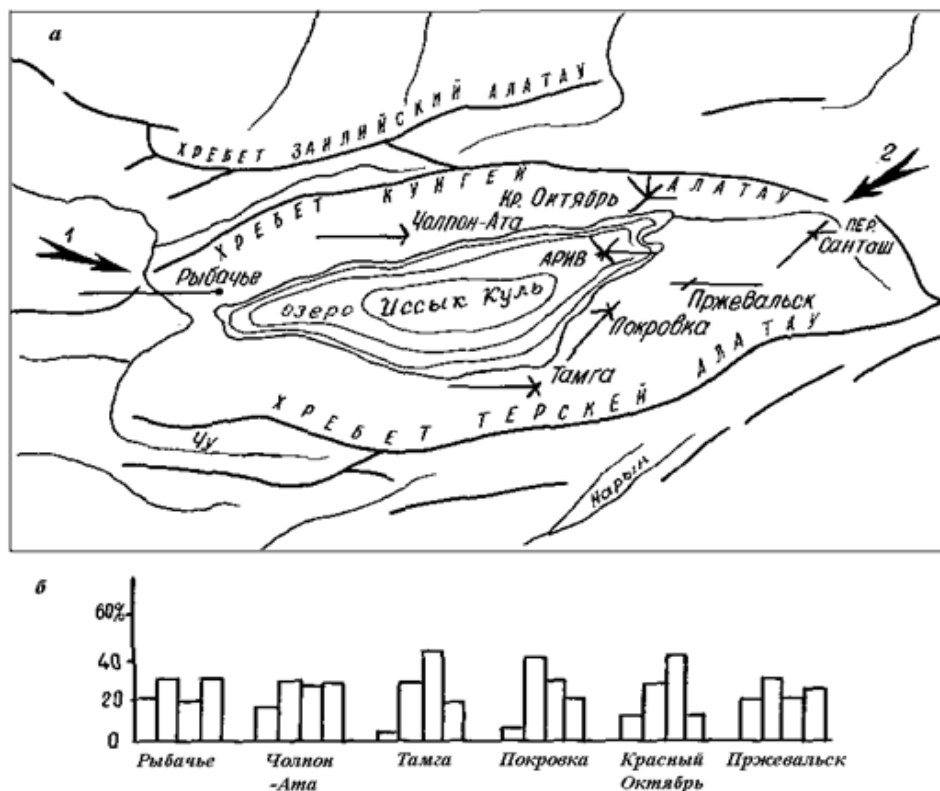


Рисунок 3.8 [35, 36] – Орографическая схема Иссык-Кульской котловины с розами направлений ветра при улане и санташе (а) и гистограммы сезонного хода бурь (зима, весна, лето, осень) по станциям (б): 1 – район и направление вторжения холода при улане. 2 – район и направление вторжения холода при санташе.

АРИВ – автоматический радиоизмеритель ветра

Обрамляющие котловину хребты имеют среднее относительное превышение над уровнем озера на 2,6–2,7 км. Однако в крайних западной и восточной частях котловины в горных цепях имеются значительные понижения: на западе – на стыке хребтов Киргизский и Кунгей, границей между которыми служит Боомское ущелье, на востоке – пер. Санташ, разделяющий хребты Кунгей и Терскей.

Западная перемычка – понижение над Боомом имеет ширину около 10 км при относительном превышении над озером в 400 м и около 15 км при превышении в 600 м. На высоте 3 км, что соответствует относительному превышению в 1400 м, ширина перемычки около 26 км. Перемычка на востоке, образованная пер. Санташ, значительно уже, что снижает ее воздухопропускную способность. Так, на относительной высоте 600 м она имеет ширину только 4,5 км, и лишь с относительной высоты 1000 м ширина ее более 10 км.

И восточная, и западная перемычки имеют в своих самых нижних частях вид узких и извилистых ущелий, по дну которых протекают реки Тюп и Чу. Воздухообменом кот-

ловины через эти ущелья можно пренебречь, но здесь возможно образование локальных местных струй, которые, однако, не достигают большой силы.

При вторжениях холода на север Киргизии и юг Казахстана (рисунок 3.8) высокие передовые хребты-барьеры Тянь-Шаня (Киргизский, Кунгей и расположенный севернее Заилийский), задерживают холодные воздушные массы. Накапливаясь на внешних склонах этих хребтов, холодный воздух увеличивает свою мощность, а затем происходит его обвал в относительно теплую котловину, занятую незамерзающим озером, через одно или оба понижения на западе и востоке. В результате возникает уникальное природное явление – два бораподобных ветра – улан и санташ – противоположных направлений. Бора улан имеет западное направление и захватывает зону от выхода из Боомского ущелья до поселка Черпыкты, что западнее г. Балыкчи (ранее Рыбачье) на 30 км. В более редких случаях он распространяется до Чолпон-Аты.

В районе Чолпон-Аты может также наблюдаться, преимущественно летом, сильный северо-западный ветер (повторяемость 11 %, см. таблицу 3.13) со стороны южного склона очень высокого здесь хр. Кунгей. Направленная от побережья в открытое озеро и поэтому опасная для отдыхающих струя ветра захватывает приозерную равнину, акваторию озера и носит у местного населения название – горняк. К сожалению, этот ветер до сих пор остается совершенно неизученным.

Бора санташ имеет восточное и северо-восточное направления и прослеживается от пер. Санташ, где она зарождается, до акватории озера, захватывая только ее самую крайнюю восточную зону примерно до меридиана с. Покровки. Эта бора возникает не всегда, а только в тех случаях, когда холодный воздух проникает по северной периферии Тянь-Шаня далеко на восток и дополнительно вторгается в котловину через пер. Санташ.

Климатическая характеристика улана и санташа будет зависеть от использованных критериев скорости ветра и вида исходных данных. Автором [35, 36] были использованы выборки *непрерывных наблюдений* за бурным ветром ($V \geq 15$ м/с) как явлением за период 1936–1968 гг. Недостатком выборок является то, что не разделялись бури различной природы – боры улан и санташ, бури при грозах, повторяемость которых в котловине самая высокая в Кыргызстане и др. возможные усиления ветра. Однако их несомненным достоинством служит большой объем регистраций сильных ветров по сравнению с ограниченными 4 и 8 срочными наблюдениями.

Полученные таким образом массовые материалы о режиме бурь в котловине (таблицы 3.12–3.15) позволили надежно выявить основные закономерности режима западной боры – улан и восточной, северо-восточной боры – санташ.

Как видно (таблица 3.12), среднее годовое число бурь в западной части котловины на МС Балыкчи/Рыбачье равно 55 (максимальное до 100), а в восточной на МС Каракол/Пржевальск – 17 (максимальное 40). В центральной части их среднегодовое число составляет 5..., 13. В годовом ходе бурь в центральной части котловины имеет место максимум в теплую половину года. Он связан с развитием грозовой деятельности, которая продолжает оставаться интенсивной еще и в начале осени. В западных и восточных частях годовой ход достаточно ровный, т.к. здесь на летние грозовые бури дополнительно накладываются бури, связанные с борами, которые наиболее часты в переходные сезоны и зимой.

Анализ повторяемости направлений ветра при бурях (рисунок 3.8) ясно показывает, что бора санташ, имеющая СВ и В направления, захватывает восточную часть котловины примерно до меридиана МС Кызыл-Су/Покровка, причем непосредственно над озером она прослеживается лучше. Об этом говорят данные буйкового автоматического радиоизмерителя ветра (АРИВ), действовавшего около двух лет. На самом перевале Санташ, наряду с СВ и В направлениями ветра (бора), наблюдаются более частые бури

ЮЗ направлений, связанные со случаями общего усиления ветра в средней тропосфере, которые захватывают гребневую зону гор. Большая повторяемость ЮЗ направлений бурь была установлена автором при экспедиционных наблюдениях и на западном горном понижении на высоте 2 км.

В западной части котловины все бури практически имеют 3 направления (99,5 %). Велика повторяемость западных направлений и в центральной части котловины. Последнее говорит о том, что бури здесь преимущественно связаны не с внутримассовыми грозами, но с грозами, развивающимися на смещающихся атмосферных фронтах, а также с обычным фронтальным усилением ветра, имеющим западное направление.

Распределение длительности бурь в котловине подтверждает уже нарисованную картину (таблица 3.14). В западной части в зоне с уланом, по данным МС Балыкчи/Рыбачье, средняя длительность составляет около 7 ч, в Чолпон-Ате ~ 4 ч, в зоне с санташем в Каракол/Пржевальске также 4 ч, в Балбае/Красном Октябре – 1,5 ч, а в Тамге и Кызыл-Су/Покровке, где улана санташа нет, – менее 1 ч.

Таблица 3.12 – Среднее число бурь в году и их повторяемость (%) по сезонам [35, 36]

Станция	Относительная повторяемость, %				Среднее число бурь в году	Общее число случаев
	зима	весна	лето	осень		
Балыкчи/Рыбачье	16,4	32,4	25,6	25,6	56,2	281
Чолпон-Ата	22,4	32,8	23,9	20,9	13,4	134
Балбай/Красный Октябрь	3,9	24,3	61,1	10,7	8,7	103
Кызыл-Су/Покровка	4,9	29,6	42,6	22,9	4,7	61
Каракол/Пржевальск	26,4	30,0	20,0	23,6	17,0	110
Тамга	4,2	28,2	51,4	16,2	13,0	142

Таблица 3.13 – Повторяемость направлений ветра при бурях (%) на метеостанциях [35, 36]

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Балыкчи/Рыбачье							99,5	0,5
Чолпон-Ата						6,0	83,0	11,0
Балбай/Красный Октябрь	21,4	7,1	28,6		1,8	17,9	5,3	17,9
Кызыл-Су/Покровка	7,2	67,3				4,1	19,4	2,0
Каракол/Пржевальск		9,8			4,9	50,8	29,6	4,9
Тамга				0,9	8,5	8,6	76,1	5,9

Таблица 3.14 – Средняя продолжительность бурь и повторяемость градаций их различной продолжительности (%) [35, 36]

Станция	Градации продолжительности в часах							Средняя продолж., час
	до 0,5	0,6–1,0	1,1–3,0	3,1–6,0	6,1–12,0	12,1–24,0	>24	
Балыкчи/Рыбачье	2,8	13,5	19,9	19,3	26,7	13,5	4,3	7,3
Чолпон-Ата	3,7	20,2	28,4	23,8	17,9	6,0		4,2
Балбай/Красный Октябрь	45,2	34,4	10,8	7,5	2,1			1,5
Кызыл-Су/Покровка	9,1	16,4	27,2	24,6	17,3	5,4		4,3
Каракол/Пржевальск	40,8	37,0	18,5	3,7				0,9
Тамга	28,4	46,8	22,0	2,1	0,7			0,8

Таблица 3.15 – Примеры распространения бурь
в Иссык-Кульской котловине [35, 36]

Станция	Сроки наблюдений									
	1	7	13	19	1					
23.11.1946 г.										
Рыбачье	С	4	3	12	3	20	3	22	3	22
Чолпон-Ата	3	10	ЗЮЗ	3	3	17	3	15	СЗ	13
12.11.1955 г.										
Пржевальск	В	12	В	7	В	13	3	14	ЮЮЗ	7
Покровка	ЮЗ	12	Ю	8	ЮЗ	4	ЮЗ	20	Ю	6
Красный Ок.	В	7	В	5	В	7	В	15	В	7
8.10.1961 г.										
Рыбачье	3	16	3	24	3	34	3	28	3	14
Чолпон-Ата	3	5	ЗЮЗ	14	3	16	ЗСЗ	18	СЗ	6
Тамга	Ю	1	3	3	3	5	3	10	ЮЗ	1

Улан и санташ нельзя рассматривать только как классические боры, в которых скорости быстро убывают при удалении от зон их зарождения. Рассмотрение последовательности распространения бурь в котловине показало, что сильные западные ветры могут постепенно распространиться на всю котловину, что, несомненно, указывает на их фронтальную природу. В этом случае может наблюдаться прекращение санташа и его смена западным ветром. Это наглядно видно из данных таблицы 3.15. Так, 12.11.1955 г. восточные ветры в Пржевальске со скоростью до 13 м/с, сменились ветром 3 направления со скоростью 14 м/с. При этом в Красном Октябре, куда выходит Тюпское ущелье, по которому дует узкая струя санташа, восточная буря продолжалась, а в Покровке ЮЗ ветры достигали 20 м/с, т.е. были значительно выше, чем в Пржевальске.

Примеры за 23.11.1946 и 08.10.1961 гг. показывают, что сильными западными ветрами может быть охвачена одновременно западная половина котловины или даже вся котловина. При этом ранее дувший санташ исчезает совсем или оказывается локализованным в виде ограниченной струи, выходящей из Тюпского ущелья. Несомненно, что в крайней западной части котловины улан в это время должен проявляться как орографическое усиление ветра, накладывающееся на более масштабный процесс.

Были рассчитаны максимальные скорости ветра, вероятные 1 раз в год и 10 лет, по метеостанциям в котловине, на перевале Санташ и по зимним экспедиционным наблюдениям (зима 1968–1969 гг.), проведенным автором на высоте 2 км в районе Боомского ущелья (горная перемычка, где происходит зарождение улана). Результаты расчетов оказались следующими:

Район	$V_{10 \text{ лет}}$ (м/с)	$V_{1 \text{ год}}$ (м/с)
Западная часть горной перемычки	43	34
МС Балыкчи/Рыбачье	36	29
МС Перевал Санташ	30	25
МС Пржевальск	25	22
МС Центральной части котловины	20–25	18–22

Экспедиционные наблюдения в самом Боомском ущелье показали, что скорости там не превышают 15 м/с вследствие его извилистости и узости. В зоне выхода из ущелья в котловину они несколько меньше, чем в Рыбачьем. Следует отметить, что речь идет о скоростях 10-минутного осреднения. В порывах 10-секундного осреднения скорости ветра могут быть на 20 % выше, а в порывах 2–3 секундного осреднения – на 30 % выше.

3.3.3 Метеорологические условия при улане и санташе по данным срочных наблюдений метеостанций

Для того, чтобы оценить как меняется скорость ветра, давление, температура и влажность воздуха, а также облачность и осадки при улане и санташе, автором были проанализированы выборки [36] по 8-срочным наблюдениям в Балыкчи/Рыбачьем (1981–1985 гг., 192 случая боры), в Караколе/Пржевальске (1966-1985 гг., 168 случаев боры) и на перевале Санташ (1965–1975 гг., 471 случай боры). За критерий улана принималось усиление западного ветра до 10 м/с и выше, а санташа В и СВ ветра – до 8 м/с и выше в Пржевальске и 10 м/с и выше на перевале Санташ. В таблицах 3.16–3.18 приведены полученные повторяемости градаций различных характеристик ветров, которые в целом хорошо согласуются с приведенными выше данными по бурным ветрам.

Рассчитанные средние значения скорости и длительности ветра оказались равными: Рыбачье – $14,1 \pm 0,2$ м/с, $22,4 \pm 1,4$ ч; Пржевальск – $10,8 \pm 0,1$ м/с, $7,5 \pm 0,5$ ч.

Таблица 3.16 – Повторяемость (%) различных градаций скорости ветра по срочным данным

Метеостанция	Градации скорости, м/с						
	10–12	12–14	14–16	16–18	18–20	20–22	22–24
Балыкчи/Рыбачье	31	26	18	11	11	2	1
Каракол/Пржевальск	70	21	6	2	0	1	
Перевал.Санташ	70	20	6	2	1		

Таблица 3.17 – Повторяемость (%) различных градаций длительности ветра по срочным данным

Метеостанция	Градации длительности, час						
	3	6	9–12	15–18	21–24	27–36	39–72
Балыкчи/Рыбачье	2	14	25	19	12	18	10
Каракол/Пржевальск	44	26	17	6	5	2	0,6
Перевал.Санташ	18	18	23	10	9	11	5

Таблица 3.18 – Повторяемость (%) случаев ветра по сезонам по срочным данным

Метеостанция	Зима	Весна	Лето	Осень	Число случаев
Балыкчи/Рыбачье	29	37	13	21	192
Каракол/Пржевальск	33	33	11	23	168
Перевал.Санташ	26	29	18	27	471

Выборки всех метеорологических величин были сделаны за период, включающий 12 ч до начала ветра, период с ветром по выбранным критериям 10 и 8 м/с, и 12 ч после окончания ветра. Чтобы исключить наложение годового хода температуры, влажности и давления временной ход этих трех величин рассматривался в отклонениях

$$\Delta x_i = x_i - \bar{x}, \quad (3.5)$$

где \bar{x} – среднее значение величины, полученное за период 12 ч до ветра, при ветре и 12 ч после ветра; x_i – значение в i -ый срок наблюдений.

Ход остальных величин при ветре – скорость, облачность и осадки – рассматривался в их абсолютных значениях.

На рисунке 3.9 [36] показаны осредненные графики изменений скорости ветра V , температуры Δt_i , относительной влажности Δf_i и давления Δp_i при развитии улана и санташа в котловине по данным МС Балыкчи/Рыбачье и Каракола/Пржевальска. Начало

усиления ветра на оси абсцисс обозначено за 0 ч, отрицательные значения времени соответствуют периоду до начала ветра. Конец улана и санташа может быть четко выделен на графиках по резкому снижению скорости.

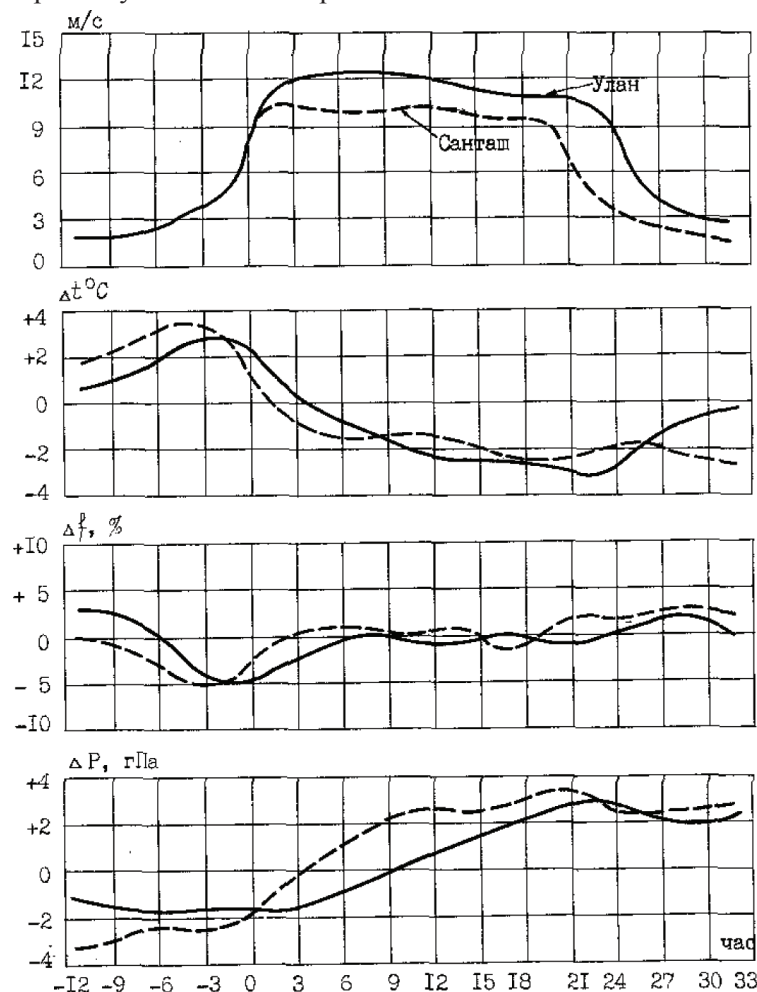


Рисунок 3.9 – Осредненные графики временного хода при улане и санташе скорости ветра и отклонений температуры Δt^0 , относительной влажности Δf , % и давления воздуха ΔP , гПа (по горизонтальной оси отложено время (в ч) от начала возникновения ветра, 0 ч)

Как видно, улан и санташ возникают почти внезапно. В полусуточном интервале перед началом явления скорости малы (1–4 м/с) и резко возрастают до 10–15 м/с и более в течение 3-часового промежутка, когда возникают собственно улан и санташ. Во время развития ветров скорости в среднем меняются мало, хотя, конечно, в каждом конкретном случае наблюдается их более резкий, чем на графиках, колебательный характер – скорость то возрастает, то убывает. Затем, к концу явления, скорости так же резко ослабевают.

Температура воздуха перед началом ветров сначала несколько повышается (на 1–2 °С), а затем следует ее резкое понижение в среднем на 4–5 °С. В дальнейшем она медленно понижается вплоть до окончания ветра еще на 1–2 °С.

Ход отклонений относительной влажности зеркально отражает ход температуры: влажность понижается в 6-часовой промежуток перед уланом и санташем на 5–7 %, а потом в такой же степени возрастает и далее мало меняется, совершая небольшие колебания.

Давление воздуха перед началом ветров имеет ровный ход. С их возникновением происходит закономерный рост давления, так что к окончанию явлений общий рост давления в среднем составляет около 5 гПа (котловина полностью заполнилась холодным воздухом). Далее вновь начинается ровный ход в течение не менее чем полусуток.

Обращает на себя внимание близкое совпадение всех кривых для улана и санташа в котловине. Для перевала Санташ ход скорости ветра отличается от котловинного только немного большими значениями (на 1–3 м/с) и более высокой длительностью, примерно на 3–6 ч. Ход температуры при санташе здесь близок к котловинному, но относительная влажность и давление воздуха практически не меняются, имея ровный ход до ветра, при ветре и после ветра.

Общая облачность перед уланом в Рыбачьем около 7–8 баллов [36]. Она немного возрастает к моменту начала ветра (8,5 балла), а затем почти монотонно уменьшается к концу до 5–6 баллов. При санташе в Пржевальске наблюдаются более высокие значения общей облачности. Она около 8 баллов перед ветром, увеличивается до 8,5–9,5 баллов при ветре и уменьшается по 7 баллов после ветра. Ход нижней облачности приведен в таблице 3.19.

Таблица 3.19 – Ход нижней облачности при улане и санташе (баллы)
(звездочкой отмечена облачность до и после ветра)

Метеостанция	Время, час							
	-12	-9	-6	-3	0	3	6	9
Балыкчи/Рыбачье	4,3*	3,8*	4,8*	5,5*	6,5	7,0	5,9	4,8
Каракол/Пржевальск	1,8*	2,4*	2,8*	3,5*	5,2	5,0	4,5	3,7
Перевал Санташ	3,5*	3,9*	4,4*	5,2*	6,5	7,2	7,3	7,6
Метеостанция	Время, час							
	12	15	18	21	24	27	30	
Балыкчи/Рыбачье	5,3	6,0	4,9	3,9	4,1	4,1*	3,6*	
Каракол/Пржевальск	4,1	3,6	3,0	2,4*	2,6*	2,7*	2,3*	
Перевал Санташ	7,2	7,5	7,4	7,4	6,9	4,9*	4,2*	

В Рыбачьем в год выпадает в среднем 127 мм осадков. Из них осадки в теплое полугодие составляют 122 мм и только 5 мм в холодное полугодие, когда наиболее развит улан. Оказалось [36], что в 62 % случаев осадков при улане вообще не наблюдается, в 10 % имели место следы осадков и в 28 % они выпадали в пределах 1–1,2 мм. Средние суммы осадков по периодам таковы: за 12 ч до улана – 0,02 мм; при улане – 0,15 мм; за 12 ч после улана – 0,21 мм. Для санташа в Пржевальске (годовая сумма осадков 420 мм) количество осадков больше: за 12 ч до ветра – 0,2–0,7 мм, при ветре – 0,4–2 мм и за 12 ч после его окончания – 0,2–3 мм. Таким образом, санташ в котловине характеризуется пасмурной погодой со слабыми осадками, тогда как при улане облачность меньше, а осадков практически не наблюдается, или они наблюдаются в виде следов и слабых осадков после ветра.

По данным шаропилотных наблюдений были построены относительные профили ветра при улане и санташе до высоты 3 км, показанные на рисунке 3.10 [36]. Наглядно видно, что оба ветра имеют вид приземной струи как в котловине, так и на перевале. Скорости максимальны у земной поверхности и резко убывают в котловине до $0,6V_{\text{фл}}$ к высоте 0,7–0,8 км, которую можно принять за нижнюю оценку верхней границы улана и санташа. На пер. Санташ это значение скорости наблюдается несколько выше – на высоте около 1 км. Во всех случаях отмечается минимум скорости на высотах около 1–1,2 км, который соответствует верхней оценке толщины слоя с уланом и санташем. Выше наблюдается рост скорости ветра, связанный с общим ее увеличением в средней тропосфере. При этом выше зоны минимума происходит переход к 3 или ЮЗ пото-

кам. Таким образом, в районе с санташем ветер в нижнем примерно километровом слое над земной поверхностью направлен противоположно вышерасположенным потокам ОЦА в средней тропосфере. Переход к ЮЗ и З потокам ОЦА чаще происходит через юг и реже через север.

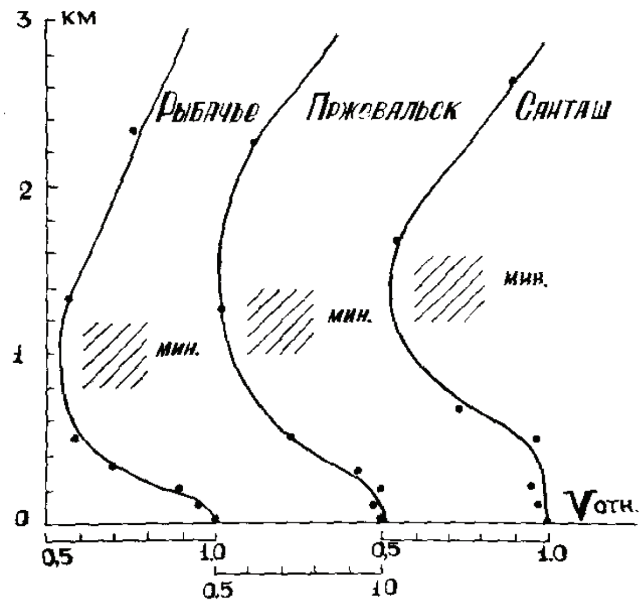


Рисунок 3.10 – Средние вертикальные профили скорости ветра при улане и санташе в относительных значениях [36] $V_{\text{отн.}} = V(z)/V_{\text{флюгера}}$. Пунктиром выделены зоны минимума скорости, которые могут служить оценкой верхней границы улана и санташа

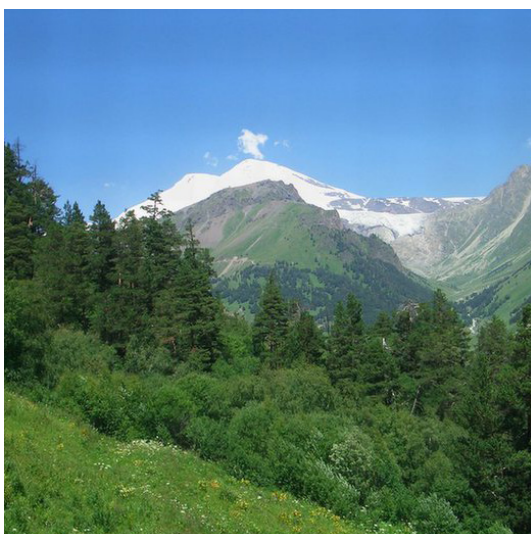
ЧАСТЬ 2

ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КЫРГЫЗСТАНА

В восьми разделах второй части книги рассматриваются высотные зависимости различных метеорологических характеристик на территории Кыргызстана по результатам исследований автора и его учеников. Исключение представляет раздел о годовых суммах осадков, подготовленный по данным публикаций.

Приводится схема климатической типизации горных районов, использование которой при исследованиях позволяет выявить высотные зависимости, которые полностью или частично замаскированы влиянием рельефа и орографии местности.

Найденные для Кыргызстана высотные зависимости в большинстве случаев представлены аналитическими выражениями, а также даются в табличной форме и иллюстрируются графически. Приводится использованный исходный материал и методика исследований, позволяющие судить о качестве и надежности решений, а также дается краткий анализ полученных результатов.



4

ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА ВЫСОТНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

4

ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА ВЫСОТНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

Территория Кыргызстана занимает основную западную часть Тянь-Шаня (восточная часть Тянь-Шаня находится на территории Китая) и значительную часть Памиро-Алая. Эти области – одни из самых высокогорных и орографически сложных горных стран Мира. Максимальные отметки многих хребтов достигают и превышают здесь 5 км, а пик Победы в горном узле Хан-Тенгри имеет высоту 7,439 км. Средняя высота территории Кыргызстана составляет 2684 м. Полученные для этой территории решения по выделению высотной климатической зональности являются показательными, и могут быть с успехом перенесены на другие горные страны умеренного и субтропического поясов.

4.1 Учет высоты и рельефа местности при оценке высотных климатических зависимостей в горных районах

Высотная климатическая зональность – есть главная черта горных климатов. Однако высотные зависимости большинства метеорологических величин сильно искажены и замаскированы влиянием макро-, мезо- и микрорельефных условий местности. Поэтому чтобы выявить такие зависимости в «чистом виде» необходимо использовать специальные методики, позволяющие учитывать влияние орографии различных масштабов. В данном разделе представлена одна из таких методик, разработанная и успешно апробированная автором.

4.1.1 Высотная климатическая зональность – основная черта горных климатов Кыргызстана

Высотная климатическая зональность в более или менее четком виде неизменно наблюдается во всех горных системах, являясь их важнейшей климатической особенностью [2, 4, 14–16, 19, 22–25, 28–30, 32, 34–40, 43, 51, 54, 55, 57]. Однако хорошо выраженные высотные зависимости для многих метеорологических величин в горных районах в чистом виде, как правило, не наблюдаются не только для горных стран в целом, но даже их отдельных климатических провинций. Например, в обстоятельных исследованиях климатов гор Средней Азии, Кавказа и Алтае – Саян [2, 14, 15, 24, 29, 30, 40, 43, 54] такие зависимости, доведенные до аналитических выражений или рабочих графиков, как правило, отсутствуют. Нет таких численных зависимостей и в учебниках по метеорологии и климатологии [16, 22, 55], а также в различных обобщающих монографиях. Мы не имеем в виду приводимые во многих случаях самые общие данные о величинах вертикальных градиентов температуры и осадков, верхней границы леса, снеговой линии и другие аналогичные сведения.

Причина такого положения кроется в том, что для большинства метеорологических величин высота не единственный или даже не главный фактор, определяющий ее географическое распределение в горах. Решающим фактором, как правило, являются макро-мезо и микрорельефные условия конкретного места или пункта наблюдений. Поэтому, чтобы выявить высотные зависимости МВ в горах, которые несомненно существуют, но завуалированы разномасштабным влиянием рельефа, надо искать их для

однородных макро-мезо и микрорельефных условий, когда фактор высоты проявляется в полной мере.

Ниже будет рассмотрено решение этой задачи на примере горной системы Тянь-Шаня, большая часть которой относится к Кыргызстану. Тянь-Шань – это четвертая по высоте страна Мира после Гималаев, Каракорума с Гиндукушем и Памира. Кыргызстан имеет среднюю высоту 2684 м [18], максимальную отметку территории 7,439 км (пик Победы) и следующие распределения своей площади по ступеням высот [2]:

Высота, км	до 1	1-1,5	1,5–2	2–2,5	2,5–3	3–3,5	3,5–4	> 4
Площадь, %	5,9	7,3	15,1	14,8	16,1	17,7	16,2	6,9

Протяженность территории по широте составляет 454 км, по долготе – 925 км, площадь – 198,5 тыс. км² (рисунок 4.1).

Это типичная континентальная горная страна, имеющая 4 климатических провинции, четко ограниченных внешними хребтами-барьерами: Северный, Северо-Западный Кыргызстан (ССЗК), Иссык-Кульская котловина (ИКК), Юго-Западный Кыргызстан (ЮЗК) и Внутренний Тянь-Шань (ВТШ). Положение границ этих климатических провинций дается в подписи к его карте и приведены на рисунке 4.1.

В пределах территории Кыргызстана принято выделять следующие 4 ландшафтно-климатические высотные зоны [2]: 1) низкогорный долинно-предгорный пояс (от 500–600 до 900–1200 м); 2) среднегорный пояс (от 900–1200 до 2000–2200 м); 3) высокогорный пояс (от 2000–2200 до 3000–3500 м); 4) нивальный пояс (от 3500 м и выше), климатические условия которых кратко можно охарактеризовать следующим образом.

1. *Долинно-предгорный пояс* (от 500–600 до 900–1200 м), который характеризуется жарким летом (средние температуры июля около 25 °С), умеренно прохладной зимой (средние температуры января около – 3...–5 °С), часто без устойчивого снежного покрова, большим дефицитом осадков в году.

2. *Среднегорный пояс* (от 900–1200 м до 2000–2200 м) имеет типичный умеренный климат с теплым летом (средние температуры июля 20...15 °С) и умеренно-холодной зимой (средние температуры января около –5...–15 (–20) °С) с устойчивым снежным покровом и дефицитом осадков в году.

3. *Высокогорный пояс* (от 2000–2200 до 3000–3500 м) имеет уже климат с прохладным летом и холодной зимой, которая, однако, в целом ряде районов является мало-снежной. Средняя июльская температура здесь колеблется от 10 до 15 °С, а января от –10 до –20 °С.

4. *Нивальный пояс* (от 3500 и выше) характеризуется суровым очень холодным климатом с развитием оледенения на высотах более 3700–4000 м. Это пояс скал, снежников, горных ледников, возникающих за счет аккумуляции влаги. Даже в нижней части пояса средние июльские температуры не превышают значений около 5 °С (Тянь-Шань, 3614 м, +4,3 °С), а январские опускаются ниже –20 °С (Тянь-Шань, –21,8 °С).

Влияние рельефа на температурный режим в течение года асимметрично [2, 14, 29]: оно очень сильно проявляется зимой в котловинах, где за счет стока холодного воздуха со склонов, его застаивания при затишьях и радиационного выхолаживания во всех высотных поясах абсолютные минимальные температуры очень низкие. Напротив, летом этого нет, и температуры в среднем закономерно понижаются с высотой места.

Осадки в целом увеличиваются с высотой, но это происходит крайне не одинаково в различных климатических провинциях и даже внутри них на различных хребтах и их различных склонах [2, 14, 19, 28, 40]. Наибольший рост осадков по высоте наблюдается на ЮЗ склоне Ферганского хребта, где они увеличиваются от подножья от 350–400 мм до 1000–1500 (а возможно даже до 2000 мм) в его верхней зоне на высотах 3000 м и выше. На северных склонах Кыргызского Ала-Тоо осадки увеличиваются от 400–

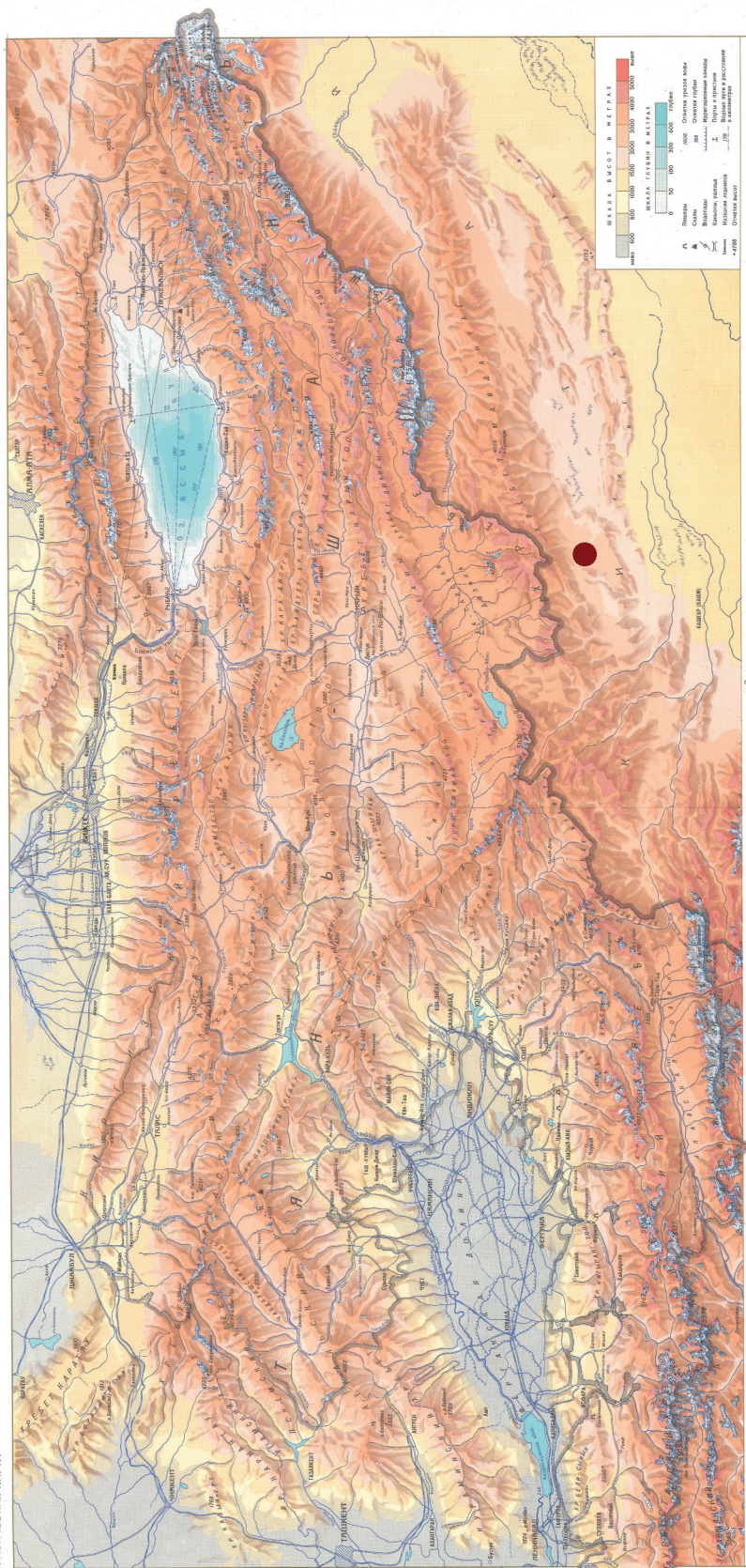


Рисунок 4.1 – Рельефная карта территории Кыргызстана.

Границы климатических провинций: 1) ССЗК – южная граница проходит по гребневой линии хребтов – Таласский, Киргизский, Кунгей Ала-Тоо; 2) Иссyk-Кульская котловина – ограничена гребнями Кунгей (на севере) и Терской Ала-Тоо (на юге); 3) ЮЗК – горное обрамление Ферганской впадины – на севере граница проходит по гребню Ферганского хребта до Китая; 4) ВТШ – высокое внутреннее нагорье, лежащее южнее ССЗК и ИКК и восточнее ЮЗК

450 мм в зоне подножий до 750–800 мм на высотах 3000 м и выше. В восточной части Иссык-Кульской котловины в диапазоне высот 1700–2400 м они составляют 600–850 мм. Во Внутреннем Тянь-Шане осадков мало. Так, в верховьях р. Нарын на высотах 2800–3600 м они колеблются в пределах всего 185–310 мм. Обширная зона оледенения на крайнем востоке (хр. Ак-Шийрак, пик Победы) по ориентировочным данным имеет около 800 мм осадков.

Режим ветра [2, 6, 14, 36] характеризуется большим разнообразием направлений и очень малыми средними скоростями, лежащими в пределах 1–3 м/с и в среднем слабо возрастающими с высотой места. Только в отдельных районах с особыми местными условиями они могут быть выше (Балыкчи/Рыбачье, 4,1 м/с). Скорости существенно повышаются лишь на высоких открытых водоразделах (выше 3,5 км), о чем говорят данные пригребневых станций (Тюя-Ашу северная, 3090 м – 4,1 м/с) и исследования, основанные на экспедиционных и аэроклиматических материалах [31, 32, 34].

По данным работы [19] средние по площади суши (192,68 км²) характеристики климата составляют: годовая температура воздуха -0,09°C; осадки 614,2 мм или 118,3 км³; испарение 367,7 мм или 70,82 км³; испаряемость 882,3 мм или 169,9 км³; годовой модуль стока 8,26 л/с км² или 47,48 км³; увлажнение (k =осадки/испаряемость) $k=0,696$, при этом 67 % площади соответствует недостаточное увлажнение ($k<1$), оптимальное увлажнение ($k=0,8–1,2$) имеет чуть более 20 % территории, которая относится к диапазону высот 2700–3500 м.

В заключение отметим, что наблюдающееся в настоящее время потепление климата Кыргызстана происходит весьма «не однородно» как по его высотным зонам, так и климатическим провинциям [38, 51].

4.1.2 Принципы учета влияния макро-, мезо- и микрорельефных условий в горных районах при выявлении высотных зависимостей метеорологических величин

В основе предлагаемого подхода к оценке высотных зависимостей метеорологических величин в горных районах лежит очевидное положение – высотные зависимости в горных странах несомненно существуют, но выделить их в достаточно чистом виде можно только для участков склонов (частей территорий), обладающим единством *макро-, мезо- и микрорельефных условий*. Приведем наиболее четкие, на наш взгляд, определения этих типов условий [36].

Макрорельефные условия – определяются композицией системообразующих хребтов горной страны и могут быть сведены к трем схемам: 1) внешние хребты-барьеры образуют четко выраженные климаторазделы (например, Тянь-Шань – см. рисунок 4.1), когда климатические условия на его внешних наветренных склонах хребтов-барьеров и во внутренних блокированных ими областях резко различны; 2) горная страна представлена системой параллельных цепей (например, две меридиональные горные цепи Сахалина) или даже одной цепью (Уральские горы), когда внутренние блокированные области представлены лишь подветренными склонами; 3) горная страна имеет вид веерообразно расходящихся хребтов (горы Алтая), когда внутренние блокированные области вырождаются в отдельные замкнутые котловины или участки горных замкнутых областей. Макроклиматические условия обычно хорошо могут быть представлены через климатические провинции горной страны.

Мезорельефные условия – это три морфологических типа участков горных областей, из которых с климатической точки зрения состоит любая горная страна (мезо-блоки строения территории): 1) слабо наклонные подгорные равнины периферийных горных

хребтов; 2) собственно склоны хребтов (представлены боковыми водоразделами и узкими склоновыми долинами и ущельями); 3) слабонаклонные днища обширных межгорных впадин и долин внешних и внутренних горных районов.

Микрорельефные условия – это окружающие складки микрорельефа с масштабами в несколько десятков или сотен метров, определяющие местную орографическую защищенность пункта измерений. Микрорельефные условия оказывают большое влияние на такие метеорологические величины как ветер, гололедные отложения, но для других величин их роль может быть относительно мала (например, температура воздуха) или даже практически отсутствовать (давление, плотность воздуха)).

Влияние каждого звена системы «макро-, мезо- и микрорельефные условия» на режим конкретной метеорологической величины различно и на практике должно учитываться, исходя из имеющегося объема исходных данных и требуемой точности решений. Например, для давления воздуха и плотности воздуха, в случае достаточно компактной горной страны, в первом приближении можно вообще не учитывать влияние рельефных условий, рассматривая единую для всей территории высотную зависимость (по-видимому, это единственный пример метеорологических величин, обладающих таким качеством). Для температуры воздуха и многих других величин формально также можно найти одну высотную зависимость для всей горной страны. Однако, как правило, желательным является ее уточнение хотя бы по различным климатическим провинциям, а еще лучше по склонам отдельных хребтов или их однородных групп, т. е. надо найти целый ряд таких высотных зависимостей. Для осадков и снежного покрова четкие высотные зависимости обнаруживаются только для однородных склонов хребтов (наветренных и подветренных отдельно) или отдельных бассейнов рек. Наконец, для таких величин как скорость ветра, гололедные осадки и др. очень большое, как правило, решающее значение приобретает учет микро рельефной защищенности пункта наблюдений, так что одновременный учет всех три ступеней – «макро-, мезо- и микрорельефных условий» – становится одинаково важным.

Строя обобщенные высотные зависимости для групп участков территории горной страны (которые территориально могут лежать *в различных ее частях*), обладающих единством макро-, мезо- и микрорельефных условий всегда можно получить такие зависимости в достаточно четко выраженном виде [36].

4.1.3 Обобщенная модель климатической типизации горных стран как основа для построения высотных зависимостей

Чтобы для любой горной страны формализовать учет макро- мезо- микроклиматических условий предлагается принципиальная модель климатической типизации сложно пересеченного рельефа и горных территорий, показанная на рисунке 4.2 с подробным описанием всех ее типов в подрисуночной подписи [36]. Модель состоит из трех основных блоков, на которые *на первом этапе* исследований условно должна расчленяться или дифференцироваться территория: 1. *Равнинно-всхолмленная территория*, примыкающая к горной стране, но не относящаяся к ней; 2. *Периферийные не блокированные районы* горной страны; 3. *Внутренние блокированные области* горной страны.

Как видно, к двум различным по орографической защищенности областям собственно горной страны – открытым периферийным и блокированным внутренним горным районам – на схеме рисунка 4.2 добавлена еще область 1, относящаяся к окружающей равнинной территории, что расширяет практическое применение обобщенной модели климатической типизации. Например, если рассматривать такую большую и орографически сложную территорию как Средняя Азия в целом, то выделение области 1 стано-

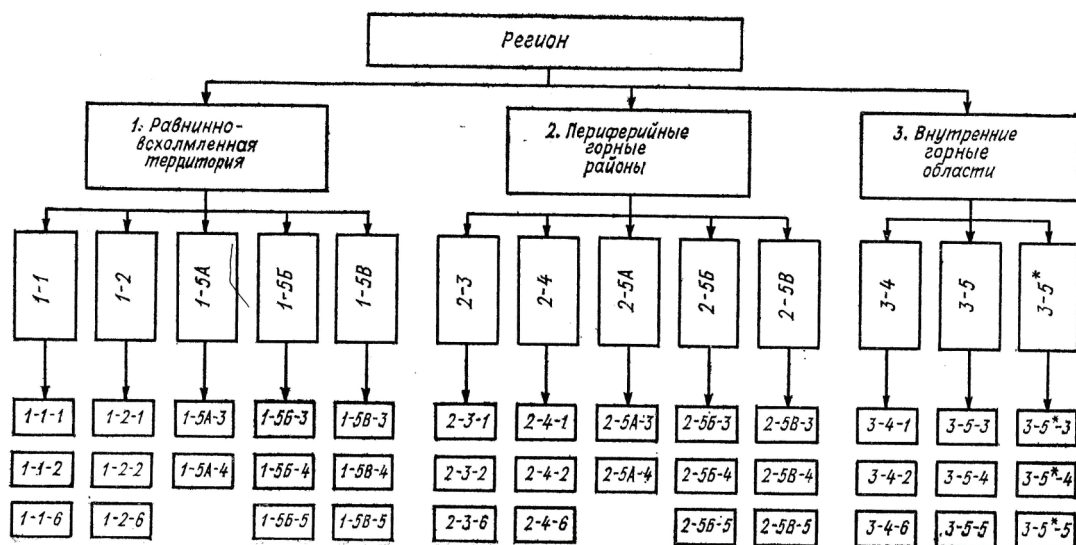


Рисунок 4.2 – Схема принципиальной модели климатических типизаций для сложно-пересеченного рельефа и горных территорий и ее описание по [36]

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. 1-5В. Склоны гор высотой от 100 до 250 м: 1-5В-3. Незащищенные водораздельные участки. 1-5В-4. Полузащищенные водораздельные участки. 1-5В-5. Защищенные участки (тальвеги). 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 (тальвеги).

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. 2-5В. Склоны гор высотой от 100 до 250 м: 2-5В-3. Незащищенные водораздельные участки. 2-5В-4. Полузащищенные водораздельные участки. 2-5В-5. Защищенные участки (тальвеги). 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 участки (тальвеги).

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 (тальвеги). 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 (тальвеги).

вится совершенно необходимым. Но тогда, когда в этом нет необходимости, область 1 может не рассматриваться.

Затем, *на втором этапе*, каждая из областей 1, 2 и 3 расчленяется на подобласти, определяемые тремя основными типами строения горной поверхности (подгорная равнина, склон, или днище котловины). На рисунке 4.2 – это вертикальные «кирпичи» с двойной оцифровкой: 1-1, 1-2, 1-5Б и т.д. – в них первая цифра соответствует номеру типа макрорельефа (1, 2 или 3), вторая – типу мезорельефа, а буквами – А, Б и В закодированы высоты внешних возвышенностей и хребтов: А – склоны низких гор и возвышенностей высотой от 50 до 100 м; Б – склоны гор возвышенностей высотой от 100 до 250 м; В – склоны гор и возвышенностей высотой 300 м и более.

Наконец, *на третьем этапе* каждый «кирпич» с двойной оцифровкой подразделяется на 2–3 типа с различной местной орографической (микрорельефной) защищенностью, которые имеют тройную оцифровку: 1-1-1, 2-5В-3, 3-5-3 и т.д. В них третья цифра и есть код этой микрорельефной защищенности, определяемой опытным путем для каждой метеорологической величины. Третий этап необходим только для величин с сильной микрорельефной зависимостью, таких как ветер, гололедные отложения, возможно осадки и некоторые другие, когда микрорельефная защищенность наряду с влиянием макро- и мезорельефа становится одним из определяющих факторов.

Приведенная типизация первоначально была разработана для исследования сильных ветров и гололедных отложений, исходя из практических задач оценки ветровых и гололедных нагрузок на проектируемые ЛЭП 500-кВ от Токтогульской и Нурекской ГЭС Средней Азии. Она учитывает все три элемента рельефа – «макро, мезо и микро», а также относительную высоту гор (буквы А, Б и В), т. е. исчерпывающе полна. В тех случаях, когда влияние микрорельефа не существенно, следует ограничиться первыми двумя шагами типизации (например, это возможно для температуры воздуха).

Наконец, когда несущественен даже учет мезорельефа, то можно использовать только три верхних блока типизации.

Практическое применение модели рисунка 4.2 достаточно простое: 1. Исходя из вида метеорологической величины и требуемой точности решения априори выбирается необходимая степень учета детализации рельефа. 2. Вся территория дифференцируется, согласно схеме рисунка 4.2, на конкретные типы, которым соответствуют задаваемые орографически однородные участки изучаемой территории с расположенными на них метеостанциями (на ряде или даже на многих участках станции могут отсутствовать). 3. Станции, относящиеся к однородным по рельефу типам, рассматриваются как имеющие один тип макро-мезо и микрорельефных условий. Именно по данным группы этих станций строятся высотные зависимости (методом наименьших квадратов, приближенным графическим и т. д.), которые справедливы только в пределах заданного типа орографических условий.

Может случиться, что орографический тип совсем или почти не освещен исходными данными. Например, это относится к орографически открытым участкам склонов хребтов во всех горных странах, которые представлены боковыми и основными водоразделами (станции есть только в орографически защищенных склоновых долинах). Тогда здесь требуются специальные климатические съемки, например, такие как гололедно-ветровые, которые были проведены под руководством автора в горах Тянь-Шаня, Памира, Копетдага, Урала и Сахалина [35]. Других методов получения необходимых прямых исходных данных пока просто нет.

Разумеется, для целого ряда типов высотные зависимости могут не наблюдаться. Это *климатически однородные типы* без таких зависимостей, например, слабо наклонные днища долин и котловин, однако в этом всегда надо убедиться их опытной оценкой.

Далее будут рассмотрены примеры построения высотных зависимостей для характеристик различных метеорологических величин для территории Кыргызстана в порядке усложнения учета влияния рельефа. В начале это будет давление и плотность воздуха, где влияние рельефа минимально, а в конце – максимальные скорости ветра и гололедные отложения на ЛЭП и другие сооружения. Здесь требуется наиболее тщательный учет влияния макро- мезо- и микрорельефа, в соответствии с приведенной выше типизацией, а так же необходимо проведение и использование данных гололедно-ветровых съемок неосвещенных метеостанциями открытых участков горных склонов.

4.2 Высотные зависимости различных характеристик давления, плотности, температуры воздуха и промерзания грунтов

Высотные зависимости характеристик давления, плотности и температуры воздуха оценивались нами [36] по многолетним данным метеостанций Кыргызгидромета и сопредельных территорий Казахстана, Узбекистана и Таджикистана, которые располагались в диапазоне высот 0,2–3,6 км. Таким образом, они соответствуют не только территории Кыргызстана, но и Тянь-Шаня в целом в пределах стран СНГ. Зависимости искались как для всей области расположения метеостанций, так и для отдельных климатических провинций – Северного, Северо-Западного Кыргызстана (ССЗК), Иссык-Кульской котловины (ИКК), Юго-Западного Кыргызстана (ЮЗК) и Внутреннего Тянь-Шаня (ВТШ), что соответствует использованию двух первых ступеней модели климатической типизации, когда не надо учитывать влияние микрорельефных условий расположения станций.

Высотные зависимости глубин промерзания грунтов также определялись для территории Кыргызстана в целом и его отдельных климатических провинций.

4.2.1 Высотные зависимости различных характеристик давления и плотности воздуха

Для оценки высотных зависимостей различных характеристик давления P использовалась формула политропной атмосферы, в которой скорость падения давления определяется вертикальным градиентом температуры T [22, 37, 55]:

$$P(z) = P_0 \left[\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right]^{\frac{g}{R\gamma}}, \quad (4.1)$$

где P_0 и T_0 давление и температура на начальном уровне (при $z = 0$ это значения на уровне моря); $\gamma = \frac{-\partial T}{\partial z}$ – вертикальный градиент температуры, $g = 9,81$ м/с²; $R = 287$ Дж/кг·°К.

Вначале было получено выражение в скобках $[(T_0 - \gamma z)/T_0] = (1 - 0,02z)$ путем подстановки эмпирических средних значений T_0 и γ , найденных по данным станций. Затем по данным 70 МС Тянь-Шаня [32] за 1936–1968 гг., располагавшихся в диапазоне высот 0,2...3,61 км, методом наименьших квадратов были рассчитаны для (4.1) параметры P_0 и $a = g/R\gamma$ для следующих характеристик давления P : среднегодового значения – \bar{P} , средних из годовых максимумов – \bar{P}_+ и средних из годовых минимумов – \bar{P}_- .

Полученные уравнения степенных высотных регрессий имеют вид (z , км; P , гПа) [36]:

$$\bar{P}(z) = 1017 (1 - 0,02 z)^{5,85}, \quad (4.2)$$

$$\bar{P}_+(z) = 1040 (1 - 0,02 z)^{6,00}, \quad (4.3)$$

$$\bar{P}_-(z) = 1001 (1 - 0,02 z)^{5,91}. \quad (4.4)$$

Этим уравнениям соответствует коэффициент степенной корреляции $r_c = 0,9998$ и относительные стандартные ошибки около $\pm 0,2 \%$ (1–2 гПа), т.е. найденные регрессии обладают высокой климатической точностью и пригодны для многих практических приложений. При этом коэффициенты уравнений 1017, 1040 и 1001 гПа есть соответственно среднее годовое, среднее из годовых максимумов и среднее из годовых минимумов значения давления для уровня моря для территории Тянь-Шаня. В таблице 4.1 приведены результаты расчетов по (4.2)–(4.4), дополненные оценками абсолютных максимумов и минимумов давления, показанных в первой и предпоследней строках.

Заметим, что используя эти данные, можно легко найти аналогичные оценки парциального давления кислорода в легких человека на различных высотах $P(O_2)$ в гПа, так как

$$P(z, O_2) = 0,21(P(z) - 63), \quad (4.5)$$

что представляется важным при рассмотрении многих биоклиматических задач, где $P(z)$ – любая из характеристик давления – $\bar{P}(z)$, $\bar{P}_+(z)$ или $\bar{P}_-(z)$.

Для оценки давления кислорода не в легких человека, а в атмосфере надо применять формулу (4.5а) (расчет по ней см. в последней строке таблицы 4.1)

$$P(z, O_2) = 0,21 P(z), \quad (4.5a)$$

т.к. слагаемое 63 равно насыщающему давлению водяного пара в легких человека при $T = 37^\circ \text{C}$ и учитывает в (4.5) условие квазистатичности давления.

Таблица 4.1 – Оценки характеристик давления (гПа) по (4.2)–(4.5а) в целом для территории Тянь-Шаня (гПа)

Характеристика давления	Высота, км								
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	5
Абс. мин. Р	936	881	830	780	732	687	645	605	530
\bar{P} по (4.4)	943	888	837	787	739	694	652	612	537
\bar{P} по (4.2)	958	903	851	801	753	708	665	624	549
\bar{P}_+ по (4.3)	978	921	867	814	764	717	673	631	553
Абс. макс. Р	987	929	874	820	769	721	676	634	553
$P(z, O_2)_{\text{сред}}$	188	176	165	155	145	135	126	118	102

Полученные расчетные данные о значениях характеристик давления на высотах могут быть использованы для решения многих прикладных задач, в том числе для организации туризма и развития рекреации.

Аналогичные решения для характеристик плотности воздуха ρ (кг/м³) привели к степенным высотным регрессиям (обозначения аналогичны введенным для давления) [36]:

$$\bar{\rho}_-(z) = 1,142(1 - 0,02z)^{4,65}, \quad (4.6)$$

$$\bar{\rho}_+(z) = 1,437(1 - 0,02z)^{5,35}, \quad (4.7)$$

$$\bar{\rho}(z) = 1,253(1 - 0,02z)^{4,85}. \quad (4.8)$$

При этом коэффициенты уравнений 1,142, 1,437 и 1,253 кг/м³ – есть соответственно среднее годовое, среднее из годовых максимумов и среднее из годовых минимумов значения плотности для уровня моря для территории Тянь-Шаня.

Относительные погрешности этих регрессий несколько больше (соответственно $\pm 0,8$; $\pm 3,2$ и $\pm 0,8 \%$), чем для давления, но все же достаточно малы.

В таблице 4.2 приведены результаты расчетов характеристик плотности воздуха на высотах до 4 км по формулам (4.6)–(4.8), которые рекомендуются к практическому ис-

пользованию. В ней, как и для давления, в первой и последней строчках приведены оценки абсолютных минимумов и максимумов плотности воздуха.

Таблица 4.2 – Оценки характеристик давления (кг/м³) по (4.6) (4.8) в целом для территории Тянь-Шаня

Характеристика плотности	Высота, км							
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
Абс. мин. ρ	1,057	1,008	0,963	0,918	0,874	0,832	0,793	0,754
$\bar{\rho}_-(z)$ по (4.8)	1,075	1,026	0,981	0,935	0,891	0,850	0,810	0,771
$\bar{\rho}(z)$ по (4.6)	1,191	1,133	1,079	1,027	0,975	0,926	0,880	0,835
$\bar{\rho}_+(z)$ по (4.7)	1,364	1,292	1,222	1,156	1,091	1,031	0,973	0,918
Абс. макс. ρ	1,444	1,357	1,275	1,196	1,125	1,063	1,005	0,950

Приведенные для давления и плотности воздуха высотные зависимости представляют собой пример самых высоких по точности зависимостей, которые достижимы для горных районов в целом без дифференциации их территорий по климатическим провинциям. Они могут быть получены аналогично и для других горных районов. Разумеется, при наличии достаточных исходных данных могут быть получены уточненные зависимости такого рода по отдельным климатическим провинциям.

4.2.2 Высотные зависимости различных характеристик температуры воздуха

Общеизвестно, что температура воздуха в горах линейно понижается с высотой со средним градиентом $\gamma = \frac{-\partial T}{\partial z}$, близким к 5°/км [4, 16, 22, 37, 55]. Однако приземные радиационные инверсии температуры, которые наиболее сильно развиваются в долинно-котловинных формах рельефа и в подгорных равнинах летом в ночное время, а зимой не только ночью, но часто сохраняются и днем, искажают этот нормальный ход. В результате, высокая корреляция и закономерное линейное убывание с высотой наблюдается для характеристик максимальных температур, достаточно удовлетворительно отмечается для различных средних, но слабо выражено или даже отсутствует для минимальных температур.

Учитывая это, высотные температурные зависимости можно оценивать в первом приближении для горной страны в целом или более точно для ее различных достаточно однородных климатических провинций, т.е. блоков второго уровня климатической типизации.

По данным 112 МС Тянь-Шаня за 1936–1968 гг. [36], расположенных в диапазоне высот 0,2–3,61 км получены следующие линейные регрессии (z , км) средних годовых температур \bar{t} для Кыргызстана в целом и его климатических провинций – ССЗК, ЮЗК и ВТШ совместно с ИКК (соответственно индексы С, Ю и В):

$$\bar{t} = -4,72 z + 13,4 \pm 3,2 \quad (r_1 = -0,81, n = 112), \quad (4.9)$$

$$\bar{t}_C = -5,57 z + 12,4 \pm 1,2 \quad (r_1 = -0,95, n = 46), \quad (4.10)$$

$$\bar{t}_{Ю} = -5,78 z + 16,4 \pm 2,5 \quad (r_1 = -0,89, n = 40), \quad (4.11)$$

$$\bar{t}_B = -5,92 z + 14,5 \pm 2,3 \quad (r_1 = -0,89, n = 26). \quad (4.12)$$

В скобках приведено значение линейных коэффициентов корреляции (r_1) и число МС (n). Как видно, степень коррелированности средних температур с высотой достаточ-

но высока ($r_1 = -0,81 \dots, -0,95$). Переходом к регрессиям для отдельных климатических провинций удалось несколько повысить степень коррелированности и снизить ошибки регрессий с $\pm 3,2$ °С (вся территория) до $\pm 1,2 \dots, 2,5$ °С (отдельные провинции).

Для максимальных температур (\bar{t}_+ – средний из годовых максимумов, t_{+a} – абсолютный максимум) коэффициенты корреляции еще выше и лежат в пределах $-0,90 \dots, -0,95$, а соответствующие уравнения регрессии имеют вид (z , км):

$$\text{Тянь-Шань} \quad \bar{t}_+ = -7,07z + 43,6 \pm 2,0, \quad (4.13)$$

$$t_{+a} = -6,47z + 46,6 \pm 2,2, \quad (4.14)$$

$$\text{Северный} \quad \bar{t}_+ = -7,55z + 43,5 \pm 1,6, \quad (4.15)$$

$$t_{+a} = -7,85z + 47,7 \pm 2,2, \quad (4.16)$$

$$\text{Юго-Западный} \quad \bar{t}_+ = -5,28z + 42,2 \pm 2,2, \quad (4.17)$$

$$t_{+a} = -4,73z + 44,9 \pm 2,7, \quad (4.18)$$

$$\text{Внутренний} \quad \bar{t}_+ = -5,84z + 40,4 \pm 2,4, \quad (4.19)$$

$$t_{+a} = -5,17z + 42,6 \pm 2,4. \quad (4.20)$$

Полученные зависимости (4.9)–(4.20) могут быть использованы для решения многих прикладных задач, где требуемая точность результатов соответствует ошибкам уравнений, равным $\pm 1,6 \dots 3,2$ °С.

Иное дело минимальные температуры, где коэффициенты корреляции между средним из годовых минимумов (\bar{t}_-) и высотой, а также абсолютным минимумом t_{-a} и высотой оказались равными $-0,3$ и $-0,2$ и статистически незначимы на уровне доверительной вероятности $p = 0,95$, т. е. практически корреляция для них отсутствует.

Исключением станций, расположенных в котловинах и подгорных равнинах, где, как указывалось, наиболее часты и интенсивны приземные радиационные инверсии температуры, удалось для оставшихся станций горных склонов (расположенных в узких склоновых долинах и на перевалах) поднять коэффициент корреляции соответственно до $-0,7$ и $-0,6$. В результате, для всей территории Тянь-Шаня были получены следующие высотные зависимости (z , км):

$$\bar{t}_- = -3,86z - 18,0 \pm 4,0, \quad (4.21)$$

$$t_{-a} = -2,76z - 28,7 \pm 4,1. \quad (4.22)$$

Как видно, имея стандартные ошибки $\pm 4,0 \dots 4,1$ °С, эти регрессии пригодны только сугубо для ориентировочных расчетов минимальных температур для склонов хребтов выше 1 км, исключая низкогорные днища подгорных равнин, а также днища всех межгорных долин и котловин (не зависимо от их высоты) с сильными и радиационными инверсиями.

Заметим, что в работе В.А. Кузьмиченка [19] приводятся для территории Кыргызстана в целом линейные регрессии для средних годовых и средних месячных температур.

Приведенные выше высотные зависимости температуры соответствовали либо всей территории, либо ее отдельным климатическим провинциям. Эти результаты можно существенно уточнить, если построить температурные регрессии для отдельных склонов хребтов, т. е. сделать шаг 3 по схеме климатической типизации. Все дело в наличии необходимых исходных данных.

В качестве примера приведем таблицу 4.3 [38], где даны результаты расчетов различных характеристик температуры для года, января и июля по найденным высотным регрессиям, полученным для северного склона Киргизского хребта, используя имеющи-

еся на нем 7 станций. В последнем ее столбце показаны стандартные ошибки регрессий, которые находятся в пределах 0,5–2,1 °С, но в большинстве случаев лежат в диапазоне 0,5 – 1,0 °С, т. е. точность решений существенно повысилась. При этом только для абсолютных минимумов температуры регрессия оказалась незначимой ($p = 0,95$).

Таблица 4.2.3 – Рассчитанные по высотным регрессиям значения температур воздуха (°С) на различных высотах северного склона Киргизского хребта (в последнем столбце дана среднеквадратическая ошибка уравнения регрессии)

Температура	Год, месяц	Высота, км							Ошибка
		1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	
Средняя	год	9,7	7,0	4,4	1,7	-1,0	-3,7	-6,4	0,5
	январь	-3,4	-5,4	-7,4	-9,4	-11,4	-13,4	-15,4	0,8
	июль	22,8	19,3	15,8	12,3	8,8	5,3	1,8	0,8
Средняя минимальная	январь	-8,0	-10,0	-11,2	-12,8	-14,4	-16,0	-17,5	1,1
	июль	16,8	13,6	10,4	7,2	3,9	0,7	-2,5	0,6
Сред. из абс. минимальных	январь	-18,9	-19,7	-20,5	-21,2	-22,0	-22,8	-23,6	0,6
	июль	10,6	8,0	5,4	2,8	0,2	-2,4	-5,0	1,5
Абсолютный минимум	январь	Нет высотной зависимости							
	июль	7,3	4,0	0,8	-2,5	-5,7	-8,9	-12,2	0,8
Средняя максимальная	январь	2,6	0,1	-2,4	-4,9	-7,4	-9,9	-12,5	0,8
	июль	28,2	24,5	20,9	17,2	13,6	9,9	6,3	0,9
Сред. из абс. максимальных	январь	12,1	8,7	5,4	2,0	-1,4	-4,8	-8,1	1,4
	июль	34,6	30,4	26,2	22,0	17,7	13,5	9,3	0,9
Абсолютный максимум	январь	17,9	14,6	11,2	7,8	4,5	1,1	-2,3	2,1
	июль	38,9	35,1	31,2	27,4	23,6	19,7	15,9	0,8

Аналогичные высотные зависимости с учетом изложенного подхода легко могут быть получены для всех других горных регионов.

4.2.3 Высотные зависимости различных характеристик глубины промерзания грунтов

Промерзание грунта зимой есть естественный сезонный процесс. Глубина сезонного промерзания f примерно совпадает с глубиной нулевой изотермы h в почве. При этом значение h несколько больше f , так как кристаллизация грунтовой воды происходит за счет ее небольшой солености при слабо отрицательных температурах: для суглинков около -1 °С, супесей -0,5 °С, крупно обломочных пород около 0 °С. Разность h и f обычно не превышает 20–25 см, но в малоснежных районах может достигать 50–70 см [13, 59].

Промерзание служит причиной двух мерзлотных явлений: 1) пучением грунта в результате замерзания влаги и увеличения за счет этого его объема примерно на 9 %, что может приводить к поднятию дневной поверхности на десятки см, 2) просадкой грунта при его протаивании в теплое время года и опускании дневной поверхности.

Поэтому основания и фундаменты сооружений, согласно СНиП [45], надо закладывать на глубину большую, чем сезонное промерзание f , а на вечномёрзлых грунтах для их закладки следует руководствоваться особыми правилами [46]. Кроме того, тепловые и канализационные сети должны заглубляться ниже глубин нулевой изотермы h .

В строительной климатологии [13] в качестве норматива промерзания грунтов принимается средняя из годовых максимумов глубин промерзания на оголенной от снега и растительности площадке – f_n . Для тепловых сетей и канализации норматив по h не

определяется, поэтому также будем руководствоваться значением h_1 , определяемым как среднее из ее годовых максимумов.

Очевидно, что реальное промерзание зависит от многих факторов: режима температуры воздуха, снежного покрова, состава грунтов, их влажности, растительного покрова. Априори была сделана попытка получить для территории Тянь-Шаня множественную линейную регрессию для f_n зависящую от пяти предикторов [36]: 1) средняя годовая температура воздуха – t ; 2) средняя температура холодного периода – t_x ; 3) средняя высота снежного покрова – h (см); 4) средняя из годовых максимумов высот снежного покрова – h_m (см); 5) высота места z (км). Найденная регрессия по данным 70 МС имеет вид:

$$f_n(m) = -0,58 + 0,15t - 0,08t_x - 0,74h - 0,29h_m + 0,28z \pm 0,18. \quad (4.23)$$

Регрессии (4.23) соответствует коэффициент множественной корреляции $R = 0,85$ и стандартная ошибка $\pm 0,18$ м. Сложность ее практического использования состоит в том, что определение предикторов t , t_x , h и h_m для произвольно заданной точки есть в свою очередь достаточно трудная задача. Однако важным практическим смыслом (4.23) является то, что это уравнение представляется достаточно полным по охвату предикторов, имеет стандартную ошибку $\pm 0,18$ м и, в этом смысле, является эталоном максимально достижимого качества решения.

По имеющимся многолетним данным 50 метеостанций Кыргызстана, которые вели наблюдения за промерзанием грунта, были получены общие для всей его территории высотные зависимости f_1 и h_1 [36]. Эти общие зависимости оказались следующими (коэффициенты корреляции соответственно равны 0,67 и 0,69):

$$f_1 = 45z \pm 34 \quad h_1 = 53,3z + 1 \pm 39, \quad (4.24)$$

где f_1 и h_1 , см; z , км, а ± 34 и 39 – есть статистические погрешности уравнений в см.

Кроме того, были найдены статистические зависимости между f_1 и их значениями, вероятными 1 раз в 5, 10, 15 и 20 лет (f_5, f_{10}, f_{15} и f_{20}):

$$\begin{aligned} f_5 &= 1,09f_1 + 9 \pm 6 & f_{10} &= 1,12f_1 + 19 \pm 10 \\ f_{15} &= 1,13f_1 + 26 \pm 12 & f_{20} &= 1,12f_1 + 33 \pm 15, \end{aligned} \quad (4.25)$$

где f даны в см, а слагаемые со знаком « \pm » есть статистические ошибки уравнений в см.

Из этих уравнений следует, что в среднем для Кыргызстана ежегодная сезонная глубина промерзания f_1 увеличивается на каждый км высоты на 45 см, а значение h_1 на 53 см. При практическом использовании этих уравнений нами рекомендуется для повышения надежности получаемых выводов вводить в результаты расчетов со знаком «+» значения статистических ошибок уравнений.

Таблица 4.4 – Расчетные значения промерзания грунтов f (см) и глубины нулевой изотермы h_1 (см) на различных высотах в Кыргызстане по зависимостям (4.24)–(4.25)

Характеристика	Высота места, км						
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
f_1	57	79	102	124	147	169	192
h_1	67	93	120	147	173	200	227
f_5	71	95	120	144	169	193	218
f_{10}	83	108	133	158	184	208	234
f_{15}	91	115	141	166	192	217	243
f_{20}	97	121	147	172	198	222	248

Результаты расчетов по найденным уравнениям глубин промерзания грунта f_1 и (f_5 , f_{10} , f_{15} и f_{20}), а также глубины нулевой изотермы h_1 на различных высотах от 0,5 до 3,5 км, приведены в таблице 4.4. При этом, в оценки для f_1 и h_1 введены со знаком «+» статистические погрешности уравнений, равные 34 и 39 см.

Прежде всего, отметим, что, как и следовало ожидать, значения h_1 превышают f_1 на 10–35 см и в целом хорошо согласуются между собой.

Видно, например, что по этим расчетным данным на высотах Бишкека и всей Чуйской долины, вплоть до подножий склонов (1 км), ежегодное среднее максимальное промерзание грунта f_1 не превышает 55–80 см. Для оценки качества результатов в таблице 4.4 приведем имеющиеся фактические значения f_1 и $f_{\text{макс}}$ (см) по данным метеостанций Чуйской долины, показывающие возможности ее практического использования:

Станция (высота, км)	f_1	$f_{\text{макс}}$	Станция (высота, км)	f_1	$f_{\text{макс}}$
Чуйская (0,60)	42	59	Токмак (0,82)	42	67
Беловодск (0,73)	21	61	Юрьевка (1,03)	45	76
Бишкек (0,76)	46	69	Чон-Арык (1,1)	51	84
Калининское (0,77)	40	80	Новороссийка (1,53)	87	110

Аналогично, приведем фактические значения f_1 и $f_{\text{макс}}$ (см) по станциям, расположенным на высотах более 2 км и имеющим различные климатические условия, которые также подтверждают применимость оценочных данных таблицы 4.4:

Станция (высота, км)	f_1	$f_{\text{макс}}$	Станция (высота, км)	f_1	$f_{\text{макс}}$
Ак-Таш (2,10)	75	97	Кичик-Алай (2,36)	138	152
Ат-Баши (2,10)	131	150	Чон-Шорго (2,48)	62	91
Кызыл-Джар (2,23)	123	150	Сары-Таш (3,15)	139	150
Сан-Таш пер. (2,32)	63	93			

Как видно (таблица 4.4), на склонах хребтов значения f_1 линейно увеличиваются с высотой места от 80 см в зоне около 1 км до 169 см на высоте 3 км. Значения глубин промерзания, вероятные 1 раз в 10 лет, увеличиваются с ростом высоты от 1 до 3 км в пределах от 108 до 208 см, а, вероятные 1 раз в 20 лет, – от 121 до 222 см. При этом ежегодная глубина нулевой изотермы в грунте h_1 увеличивается от 93 см на высоте 1 км до 200 см на высоте 3 км.

К сожалению [36], попытка выполнить детализацию высотных зависимостей по климатическим провинциям Кыргызстана оказалась безуспешной, так как число станций, располагавшихся на высотах 2 км и более, было для этого совершенно недостаточным.

Таким образом, данными таблицы 4.4 нами рекомендуется пользоваться непосредственно как достаточно надежными для решения различных строительных задач.

Для высокогорных станций Тянь-Шань (3,61 км, Кум-Торские сырты) и Чатыр-Куль (3,51 км, Чатыр-Кульская котловина) были определены глубины протаивания летом вечной мерзлоты. Они оказались значительными: Чатыр-Куль – $h_1 = 211$ см, $h_{\text{мин}} = 129$ см, $h_{\text{макс}} = 276$ см; Тянь-Шань – $h_1 = 125$ см, $h_{\text{мин}} = 109$ см, $h_{\text{макс}} = 206$ см. Эти данные, как аналоговые оценочные, также можно использовать в первом приближении для аналогичных высот других высокогорных районов Кыргызстана.

4.3 Высотные зависимости годовых сумм осадков в различных климатических провинциях

Осадки обычно считаются вторым по значимости элементом климата после температуры воздуха. Именно сочетание тепла и влаги является определяющим показателем

благоприятности климатических условий. Осадки очень изменчивы во времени и пространстве и поэтому выявление их высотных зависимостей в горах представляет собой очень трудную задачу при недостаточном объеме исходных данных. Наиболее целесообразно их высотные зависимости следовало бы искать для отдельных речных бассейнов, что во многих случаях пока не представляется возможным из-за ограниченности данных. В настоящем разделе вопрос о высотных зависимостях осадков рассматривается по имеющимся на сегодняшний день публикациям различных авторов.

4.3.1 Исходный материал и возможности построения высотных зависимостей годовых сумм осадков

Большая изменчивость осадков во времени и пространстве особенно характерна для горных районов. Поэтому степень точности оценочных высотных зависимостей осадков в горах, прежде всего, определяется плотностью и показательностью использованной осадкомерной сети. В Кыргызстане эта сеть постоянно расширялась примерно до 1975 г., когда она достигла своего максимума. На это время наблюдения за осадками велись на 359 пунктах, в том числе [11, 40] на 68 – метеостанциях, 182 гидропостах, 101 – суммарных осадкомерах. По высотам число пунктов распределялось следующим образом:

Высота, км	0,5–1	1–2	2–3	3–4	4–4,5
Пунктов, %	9,2	43,5	22,6	21,7	3,1

При этом практически все пункты размещались в подгорных равнинах, днищах долин и котловин, узких склоновых долинах и только единичные на седловинных перевалах (например, МС перевал Долон) и открытых участках склонов (суммарные осадкомеры). Совершенно ясно, что для такой сложной территории это явно недостаточная по плотности сеть для построения карт осадков сравнительно высокой разрешающей способности (например, М 1:500 000 и крупнее).

Настоящий раздел об оценочных высотных зависимостях осадков в Северном, Северо-Западном Кыргызстане (ССЗК), Юго-Западном Кыргызстане (ЮЗК) и Иссык-Кульской котловине (ИКК) и Внутреннем Тянь-Шане (ВТШ) подготовлен на основании сравнительного анализа публикаций различных авторов, исследовавших режим осадков [2, 15, 19, 28, 40]. Все эти публикации можно разделить на три группы. В работах [2, 15, 40] разделы об осадках написаны одним автором – П.Н. Пономаренко на базе рассмотренной осадкомерной сети. Поэтому возьмем его данные о высотных зависимостях осадков по книге [40]. В обстоятельном Российско-Китайском исследовании, посвященном оледенению Тянь-Шаня [28], рассматривается режим осадков в виде краткого обзора по данным метеостанций, с приведением группы обобщенных высотных зависимостей годовых и летних осадков по его различным районам. Эти зависимости будут приведены в п. 4.3.2.

Важной особенностью работы В.А. Кузьмиченка [19] является применение современной методики математико-картографического моделирования для построения цифровых моделей территориального распределения осадков в Кыргызстане и использования дополнительных косвенных данных, позволяющих, по выражению самого автора, «сгустить имеющиеся исходные данные» об осадках в высокогорной зоне. Такое сгущение выполнено путем косвенного расчета годовых сумм осадков в 328 дополнительных точках на высотах фирновых линий ледников по найденной для 6 базовых ледников регрессии между годовой суммой осадков и средней температурой двух летних месяцев (июль, август). В результате, исходным материалом для исследования послужили

данные о годовых осадках, определенные в 758 исходных точках: 304 – метеостанции и гидропоста, 23 – суммарных осадкомера (не использованы осадкомеры с периодом наблюдений менее 7 лет), 103 технически необходимые интерполяционные точки (осадки определены интерполяцией между внутриводораздельными станциями и постами и поэтому дополнительным материалом не являются) и 328 точек, где осадки были рассчитаны косвенно по температуре на высоте фирновой линии.

Затем, в результате достаточно сложного алгоритма интерполяционных расчетов, В.А. Кузьмиченком были определены годовые суммы осадков в более чем 770000 узлах регулярной сетки цифровой модели рельефа территории Кыргызстана с шагом 500 м. Эти базовые данные позволяют выполнять пересчет значений осадков в любую заданную точку по известным значениям широты и долготы. Полученная карта годовых сумм осадков, по мнению самого автора, отражает их распределение для «макросклонов», так как шаг сетки равен 500 м и не учитываются все промежуточные детали их территориального распределения.

Очевидно также, что влияние рельефа местности (различного масштаба) на осадки при таком подходе учтено опосредованно самой технологией интерполяционных расчетов в той мере, в какой он «присутствовал» в исходных данных.

Сами высотные зависимости осадков в работе [19] непосредственно не определялись и не исследовались. Однако В.А. Кузьмиченком была любезно предоставлена нам специальная программа для выдачи на печать годовых сумм осадков в узле регулярной сетки (с шагом 500 м), который оказывается наиболее близок к задаваемой произвольной точке (задается широта и долгота точки). С использованием этой программы нами вначале были построены высотные разрезы годовых сумм осадков для склонов ряда основных хребтов Северного, Северо-Западного Кыргызстана (ССЗК), Юго-Западного Кыргызстана (ЮЗК) и Иссык-Кульской котловины (ИКК). Затем по данным этих разрезов методом наименьших квадратов построены оценочные линейные высотные зависимости в аналитической и табличной формах, которые приводятся и анализируются ниже. Подчеркнем, что эти зависимости дают линейное возрастание осадков с высотой, что соответствует сути интерполяционного подхода их расчета, использованного в [19].

4.3.2 Высотные зависимости годовых сумм осадков в Северном, Северо-Западном Кыргызстане

Высотные зависимости осадков по работе [40]. В территорию ССЗК входят Чон-Кеминская, Чуйская (Северный Кыргызстан) и Таласская (Северо-Западный Кыргызстан) долины с их горными обрамлениями, исключая южные склоны Таласского хребта, входящие в ЮЗК.

По данным работы [40] высотное распределение осадков в этих районах представлено в таблице 4.5. Как выглядят сами графики зависимостей показано в п. 4.3.3. К сожалению, в работе нет четкого определения выделенных характеристик рельефа (прежде всего, критериев закрытости), что затрудняет практическое применение зависимостей. Эти данные говорят о том, что на открытых участках северного склона Киргизского хребта годовые осадки увеличиваются с высотой от 600 мм в зоне подножья до 920 мм на высотах 2,5 км. На закрытых и относительно закрытых участках они растут от 435 мм (подножье) до 795 мм (3 км), а затем даже возможно их уменьшение до 610 мм к высоте 4 км. В горном обрамлении Таласской долины осадков выпадает существенно меньше и их рост по склонам ограничен 495 мм на высоте 2 км.

По данным работы [28] на северном склоне Киргизского хребта годовая сумма осадков увеличивается в диапазоне высот 1,1–3,2 км от 515 до 750 мм.

Высотные зависимости осадков по работе [19]. Были рассчитаны усредненные высотные зависимости годовых сумм осадков для северного склона Киргизского хребта по меридиану Бишкека, южного склона этого хребта по меридиану г. Таласа и северного склона Таласского хребта также по меридиану г. Таласа. Полученные линейные регрессии имеют вид (высота в км, в скобках дан коэффициенты достоверности линейных регрессий):

$$r \text{ (мм)} = 123,7 \cdot z + 335,1 \quad (R^2 = 0,952) \quad \text{сев. склон Киргизского. хр.} \quad (4.26)$$

$$r \text{ (мм)} = 375,1 \cdot z - 142,7 \quad (R^2 = 0,999) \quad \text{южн. склон Киргизского. хр.} \quad (4.27)$$

$$r \text{ (мм)} = 329,2 \cdot z - 196,7 \quad (R^2 = 0,977) \quad \text{сев. склон Таласского хр.} \quad (4.28)$$

Таблица 4.5 – Высотные зависимости годовых сумм осадков по работе [40] в ССЗК

Условия рельефа	Высота, км							
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
Северный Кыргызстан								
1. Открытые районы и наветренные склоны	365	600	760	920				
2. Относительно закрытые территории		435	610					
3. Закрытые долины, ущелья и подветренные склоны			495	640	750	795	755	610
Северо-Западный Кыргызстан								
1. Открытые районы и наветренные склоны		335	380	495				
2. Относительно закрытые территории		300	350					
3. Закрытые долины, ущелья и подветренные склоны		265	320	435				

В качестве примера графики высотных разрезов, по которым найдены зависимости (4.27) и (4.28), показаны на рисунках 4.3 и 4.4. Опытные точки на них соответствуют годовым суммам осадков в узлах регулярной сетки, ближайших к линии разреза. Напомним, что горизонтальное удаление таких узлов от линии разреза не превышает 500 м.

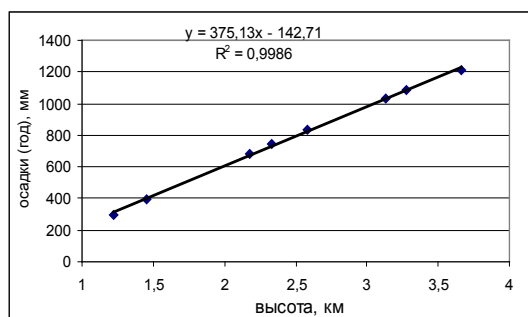


Рисунок 4.3 – Высотная зависимость осадков для южного склона Киргизского хребта

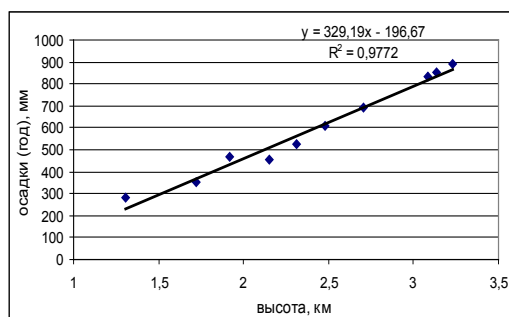


Рисунок 4.4 – Высотная зависимость осадков для северного склона Таласского хребта

Результаты расчетов по регрессиям (4.26)–(4.28) приведены в таблице 4.6. Эти данные свидетельствуют о том, что для центральной части северного склона Киргизского хребта, примерно на меридиане 74,5° в. д., осадки увеличиваются с вертикальным градиентом 124 мм/на км высоты, составляя на оси Чуйской долины около 410 мм, в зоне подножья хребта – 460 мм, на высоте 2 км около 580 мм и достигают в гребневой зоне на высоте 4 км – 830 мм.

Таблица 4.6 – Рассчитанные по (4.26)–(4.27) значения годовых сумм осадков r (мм) на склонах хребтов ССЗК

Хребет	Высота, км								
	0,6	1	1,25	1,5	2	2,5	3	3,5	4
Северный склон Киргизского хребта	409	459	490	521	583	645	706	768	830
Южный склон Киргизского хребта			326	420	608	795	983	1170	1358
Южный склон Таласского хребта				297	462	626	791	955	1120

На южном склоне Киргизского хребта и северном склоне Таласского хребта примерно на меридиане 72° в.д. вертикальные градиенты осадков в 2,5–3 раза выше, и составляют для Таласского хребта около 330 мм/на км, а для Киргизского – 375 мм/на км. Поэтому, хотя осадки в зоне их подножий примерно в 1,5 раза меньше и равны 300–420 мм, на высоте 3,5 км осадки увеличиваются и уже становятся соответственно равными 955 и 1170 мм, т.е. в гребневой зоне они больше, чем на северном склоне Киргизского хребта.

Сравнение таблицы 4.6 с данными работы [28] показывает, что для северного склона Киргизского хребта имеет место достаточно хорошее совпадение оценочных сумм годовых осадков. Для других склонов оценки осадков в [28] отсутствуют.

Аналогичное сравнение данных таблиц 4.5 и 4.6 [37] также дает в целом их удовлетворительное согласие, по крайней мере, по порядку величин.

Возникает важный практический вопрос – какими высотными зависимостями пользоваться на практике? Разумеется, утверждать с полной уверенностью, что решения, полученные в [19], являются абсолютно точными нельзя, – для этого было явно недостаточно прямых исходных данных и поэтому пришлось использовать косвенные данные. Однако, как уже отмечалось, на сегодняшний день это наиболее полные и обоснованные решения. Их формальным практическим удобством является также форма простых уравнений (4.26)–(4.28) и таблицы 4.6, требующих от пользователя знания только высоты места.

4.3.3 Высотные зависимости годовых сумм осадков в Юго-Западном Кыргызстане

Высотные зависимости осадков по работе [40]. Рассматривая высотные зависимости осадков в Юго-Западном Кыргызстане (представляющим собой горные обрамления Ферганской впадины), полезно показать, как выглядят сами графики этих зависимостей, полученные в работах [28, 40]. На рисунке 4.5 даны высотные зависимости годовых осадков в северном и восточном горном обрамлении Ферганской впадины (СиВГО). Заметим, что подобные по характеру зависимости получены в работе [40] и для всех остальных случаев. Нами они не приводятся, а дается только их табличный результат. Хотя в подписи к рисунку 4.5 даются пояснения, к каким формам рельефных условий следует относить каждую из кривых 4–7, ясного представления об этом, как уже отмечалось, пользователь все-таки не получает из-за нечеткости сделанных формулировок, что затрудняет практическое использование графиков. Следует также отметить, что все графики на рисунке 4.5, в отличие от [19, 28], имеют нелинейный характер.

В таблице 4.7 приведены полученные в [40] оценки значений годовых сумм осадков раздельно для северного и восточного (СиВГО) и южного (ЮГО) горных обрамлений Ферганской впадины, представляющих собой ЮЗК. Раздельно горные обрамления рассматриваются потому, что ориентация склонов их хребтов существенно неодинакова по отношению в влагонесущим потокам (см. рисунок 4.1). Субмеридиональные хребты

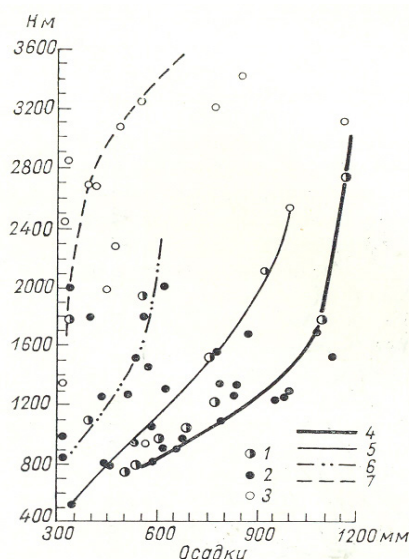


Рисунок 4.5 – Изменение годовых осадков с высотой в северном и восточном горном обрамлении (СиВГО) Ферганской межгорной впадины по П.Н. Пономаренко [40].
 Обозначения: 1 – гидрометеорологические станции; 2 – осадкомерные посты;
 3 – суммарные осадкомеры; 4 – открытые районы и наветренные склоны;
 5 – относительно закрытые районы в основном в восточной части подобласти,
 6 – то же в западной части подобласти; 7 – закрытые долины, ущелья
 и подветренные склоны

СиВГО (хребты-отроги южного склона Таласского хребта и Ферганский хребет), ориентированы примерно нормально к таким потокам и поэтому на них следует ожидать более высоких величин осадков. Напротив, широтные хребты ЮГО (Алайский и Туркестанский) направлены касательно к таким потокам и поэтому должны иметь более низкие величины осадков.

Таблица 4.7 – Годовые суммы осадков (мм) на хребтах ЮЗК по работе [40]

Условия рельефа	Высота, км						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
Северное и восточное горное обрамление – СиВГО							
4. Открытые районы и наветренные склоны	725	1030	1115	1145	1175		
5. Относительно закрытые районы в основном в восточной части	555	760	920	990			
6. Относительно закрытые районы в основном в западной части	390	535	595				
7. Закрытые долины, ущелья и подветренные склоны			335	375	460	650	
Южное горное обрамление – ЮГО							
8. Открытые районы и наветренные склоны	420	540	665	760			
9. Узкие долины и относительно закрытые территории	305	430	530	580	600	610	615
10. Закрытые долины, ущелья и подветренные склоны		215	295	345	400	445	475

По данным таблицы 4.7 наиболее высокий уровень осадков дает кривая 4 – «открытые и наветренные склоны» СиВГО, где они на высотах 1, 2 и 3 км соответственно

составляют – 725, 1115 и 1175 мм. Наиболее низкие осадки в этом горном обрамлении показывает кривая 7 – «закрытые долины, ущелья и подветренные склоны», где на высотах 2, 3 и 3,5 км они составляют – 335, 460 и 650 мм. Кривые 5 и 6 являются промежуточными с осадками на высотах 2 км до 920 мм (5 кривая) и 595 мм (кривая 6).

В ЮГО, как и ожидалось, осадков выпадает значительно меньше. Кривая 8 – «открытые районы и наветренные склоны» дает на высотах 1, 2 и 2,5 км осадки, равные только 420, 665 и 760 мм, что в 1,7 раза меньше, чем аналогичная кривая 4 СиВГО. Наиболее низкие значения осадков в ЮГО наблюдаются «в закрытых долинах, ущельях и подветренных склонах» (кривая 10), где они от 1,5 к 4 км увеличиваются лишь от 215 до 475 мм.

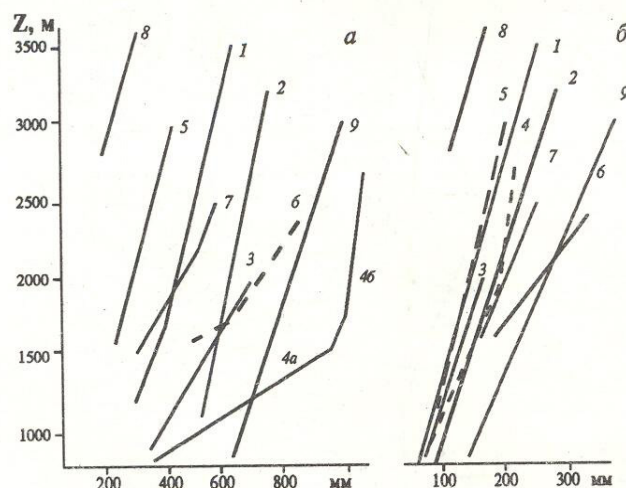


Рисунок 4.6 – Изменение с высотой годовых (а) и летних (б) сумм осадков в различных районах Тянь-Шаня, в том числе на ЮВ склоне Чаткальского хребта (3) и ЮЗ склоне Ферганского хребта (4а–4б) [28]

Таблица 4.8 – Диапазоны изменений осадков в различных районах Тянь-Шаня по [28]

Район (по рисунку 4.6)	Интервал высот, км	Интервал осадков, мм	Градиент, мм/на 1 км
1. Долина реки Талас	1,4–3,5	350–625	131
2. Северный склон Киргизского хребта	1,1–3,2	515–750	112
3. ЮВ склон Чаткальского хребта	0,9–2,0	335–685	318
4а. ЮЗ склон Ферганского хребта	0,84–1,5	350–940	894
4б. ЮЗ склон Ферганского хребта	1,8–2,7	1000–1070	78
5. Долина реки Сусамыр и примыкающие с востока районы	1,6–3,0	230–435	146
6. Восточная часть котловины Иссык-Куля	1,7–2,4	600–850	357
7. Восточная часть хребта Терской-Алатау	1,64–2,5	300–575	320
8. Внутренний Тянь-Шань, верховье р. Нарын	2,84–3,615	185–305	155
9. Северный склон Заилийского Алатау	0,85–3,02	620–1000	175

Высотные зависимости осадков по работе [28]. На рисунке 4.6 показаны линейные высотные зависимости годовых (а) и летних (б) сумм осадков, полученные в [28] для различных хребтов и долин Кыргызстана. Расшифровка всех кривых приведена в таблице 4.8, где даются также интервалы высот и соответствующих им значений осадков.

Зависимости 3, и 4а, 4б соответствуют ЮВ склону Чаткальского и ЮЗ склону Ферганского хребтов. Как видно, наиболее высокий уровень осадков дает прямая 4б – «ЮЗ склон Ферганского хребта», где они на высотах 1,8–2,7 км соответственно составляют 1000–1070 мм. Прямая 4а в низкогорной и среднегорной зонах дает осадки на высотах 0,8–1,5 км до 940 мм.

Гораздо более низкие осадки показывает прямая 3 – «ЮВ склон Чаткальского хребта», с осадками на высотах 0,9–2 км всего 335–685 мм.

Высотные зависимости по осадков работе [19]. По данным [19] для годовых осадков были рассчитаны их оценочные высотные зависимости для 4 вертикальных разрезов, соответствующих центральным зонам хребтов: Чаткальского (юго-восточный склон), Ферганского (северо-западный склон), Алайского (северный склон) и Туркестанского (северный склон). Полученные регрессии имеют вид (z , км):

$$r \text{ (мм)} = 128,8 \cdot z + 703,1 \quad (R^2 = 0,955) \text{ ЮВ склон Чаткальского хребта} \quad (4.29)$$

$$r \text{ (мм)} = 118,5 \cdot z + 732,5 \quad (R^2 = 0,860) \text{ СВ склон Ферганского хребта} \quad (4.30)$$

$$r \text{ (мм)} = 149,0 \cdot z + 264,9 \quad (R^2 = 0,968) \text{ С склон Алайского хребта} \quad (4.31)$$

$$r \text{ (мм)} = 269,4 \cdot z - 32,7 \quad (R^2 = 0,895) \text{ С склон Туркестанского хребта} \quad (4.32)$$

В таблице 4.9 приведены рассчитанные по этим регрессиям оценочные зависимости высотных распределений осадков для различных хребтов.

Таблица 4.9 – Годовые суммы осадков (мм), рассчитанные на различных высотах хребтов по (4.29)–(4.32)

Хребет	Высота, км						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
ЮВ склон Чаткальского хребта (4.29)	832	896	961	1025	1090	1154	
СВ склон Ферганского хребта (4.30)	851	910	990	1041	1092	1143	
С склон Алайского хребта (4.31)	414	488	563	637	712	786	861
С склон Туркестанского хребта (4.32)	237	371	506	641	776	910	1045

Хорошо видно, что в зоне подножий субмеридианальных Чаткальского и Ферганского хребтов годовые осадки велики и составляют около 830–850 мм. Они увеличиваются с высотой с вертикальными градиентами 120–130 мм/км и на высотах 2 и 3 км равны около 1100 мм, а на 3,5 км – 1150 мм.

На северных склонах широтных Алайском и Туркестанском хребтах в зоне подножий осадки значительно меньше – 250–400 мм. Однако их вертикальные градиенты значительно больше, около 150 мм/км для Алайского хребта и 270 мм/км для Туркестанского хребта. В результате, на Алайском хребте на высотах 2, 3 и 4 км осадки равны 563, 712 и 861 мм, а на Туркестанском на этих высотах – 506, 776 и 1045 мм.

Эти высотные зависимости заметно отличаются (кроме Ферганского хребта) от зависимостей работы [40] в сторону больших значений осадков на склонах Алайского и Туркестанского хребтов. Скорее всего, это является следствием дополнительного использования косвенных оценок осадков в зоне фирновой линии ледников. Однако, заметим, что прямое сравнение данных П.Н. Пономаренко, который пытался в явном виде учесть местную орографическую защищенность станций, и В.А. Кузьмиченка, данные которого относятся к узлам сетки (т. е. к макросклону) затруднено. Скорее всего, на сегодняшний день следует принять к использованию высотные зависимости, полученные на основании работы [19].

4.3.4 Высотные зависимости годовых сумм осадков в Иссык-Кульской котловине

Важной отличительной особенностью режима осадков в Иссык-Кульской котловине (ИКК) является их быстрое возрастание в днище котловины, имеющей высоты 1,6–1,8 км с запада на восток. Так, если в крайней западной части (МС Балыкчи) осадков выпадает в году около 125–130 мм (осадки полупустыни, пустыни), то в 80 км восточнее (МС Чолпон-Ата) их уже в два раза больше, а в 200 км восточнее (МС Балбай) в 5 раз больше – около 650 мм. Соответственно, в западной части котловины лес на склонах не растет, тогда как начиная с меридиана Чолпон-Аты, склоны становятся залесенными и эта залесенность увеличивается далее к востоку. Наблюдается асимметрия в увеличении осадков с запада на восток по северному побережью, где они растут быстрее, и по южному побережью, где они растут медленнее. Так, в юго-восточной части, в районе Кызыл-Су – Каракола, их выпадает 420–435 мм, а в северо-восточной части, в районе Балбая – Тюпа, значительно больше – около 650 мм. Четкой орографической границей между этими зонами, видимо, служит низкий Сухой хребет. Можно предположить, что эта закономерность должна отразиться и на высотных зависимостях осадков в различных зонах котловины.

Изменение годовых осадков в днище котловины в зависимости от долготы места λ° , рассчитанное нами по [19], описывается для северного и южного побережий регрессиями:

$$r(\text{мм}) = 188,53 \cdot \lambda - 14235 \quad \text{северное побережье} \quad (4.33)$$

$$r(\text{мм}) = 21,192 \cdot \lambda^2 - 3146,9 \cdot \lambda + 116876 \quad \text{южное побережье} \quad (4.34)$$

Расчет по этим регрессиям дает следующие значения годовых сумм осадков (мм):

Долгота λ°	76	76,5	77	77,5	78	78,5
Северное побережье	93	188	282	376	470	565
Южное побережье	117	159	212	276	350	435

Высотные зависимости осадков по работе [40]. В таблице 4.10 приведено высотное распределение осадков в 4 зонах ИКК – западной, северной, южной и восточной по [40]. При этом под северной зоной надо понимать центральную часть северного побережья, а под южной – центральную часть южного побережья. К сожалению, прямые исходные данные об осадках выше 2,5 км имеются лишь для восточной части котловины.

Из этих данных следует, что в западной аридной зоне осадки малы и мало увеличиваются с высотой: на 2 км они равны 255 мм, а на 2,5 км – 275 мм. В восточной, хорошо увлажненной части, осадки велики и более значительно увеличиваются с высотой: 2 км – 600 мм, 3 км – 835 мм. На северном побережье осадков больше, чем на южном, и здесь они сильнее увеличиваются с высотой – вертикальные градиенты, найденные по таблице, соответственно равны 760 и 450 мм/км.

Таблица 4.10 – Изменение годовых сумм осадков с высотой в различных зонах ИКК по [40]

Зона котловины	Высота, км			
	2	2,5	3	3,5
Западная часть котловины	255	275		
Северное побережье котловины	470	850		
Южное побережье котловины	480	705		
Восточная часть котловины	600	770	835	870

Таким образом, в высотных зависимостях работы [40] нашла отражение специфика режима осадков, характерная для самого днища котловины.

Высотные зависимости осадков по работе [28]. В приведенной выше таблице 4.8 для восточной части котловины для диапазона высот 1,7–2,4 км годовая сумма осадков оценивается равной 600–850 мм, а для восточной части хребта Терской-Алатау для диапазона высот 1,64–2,5 км – суммой 300–575 мм. По центральным и западной частям котловины высотных зависимостей не приводится.

Высотные зависимости осадков по работе [19]. Используя программу В.А. Кузмиченка, нами были рассчитаны высотные зависимости годовых сумм осадков для трех высотных профилей (запад, центр, восток) северного и южного горных обрамлений котловины. Результаты этих расчетов приведены в таблице 4.11.

Таблица 4.11 – Рассчитанные по [19] высотные зависимости годовых сумм осадков (мм) для трех вертикальных профилей северного и южного горных обрамлений ИКК

Пункт, долгота профиля	Вертикальный градиент, мм/км	Высота, км					
		1,6	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
Северное горное обрамление – южные склоны Кунгей Алатау							
МС Балыкчи, 76° 11'	331	107	240	405	570	735	901
МС Чолпон-Ата, 76° 56 '	285	245	359	501	644	787	929
МС Балбай, 78° 18 '	187	592	667	760	854	948	1041
Южное горное обрамление – северные склоны Терской Алатау							
с. Бар-Булак, 76° 35 '	292	147	264	410	556	702	848
МС Тамга, 77° 33 '	304	232	354	506	658	809	961
МС Ак-Суу. 78° 02 '	243	320	417	539	660	782	903

Из этих данных видно, что высотные зависимости «стартуют» с начальных сумм осадков на высоте 1,6 км, которые отвечают рассмотренному выше их территориальному распределению в днище котловины. Однако благодаря различным вертикальным градиентам (наибольшие в западной и средней части котловины) они начинают быстро выравниваться с высотой, так что на 2,5 км для северного горного обрамления на меридианах Балыкчи, Чолпон-Аты и Балбая они составляют – 405, 501 и 760 мм, а для южного на меридианах с. Бар-Булак, МС Тамги и МС Ак-Суу – 410, 506 и 539 мм. На высоте 3,5 км осадки по всем разрезам значительны: на севере они равны 735, 787 и 948 мм, на юге – 702, 809 и 782 мм.

Сомнение вызывает высотная зависимость для западной части котловины (Балыкчи). При таких осадках на высотах около 2,5 км должны были возникнуть хотя бы «острова» леса на наиболее благоприятных участках склонов. Но этого нет. Надо полагать, что использованные косвенные решения или экстраполяция расчетов осадков на высотах более 2 км, где прямые данные полностью отсутствуют, здесь оказались неприемлемыми. Эта зависимость выделена в таблице курсивом и не рекомендуется нами к использованию. Несомненно, что для западной части котловины требуется уточнение результатов. Поэтому данные таблицы 4.10 по [40] с осадками в западной части котловины на высотах 2 и 2,5 км, равными 255 и 275 мм, нам представляются более реальными.

Остальные зависимости таблицы 4.11 могут быть рекомендованы к практическому использованию. Приведем для них 5 полученных оценочных высотных регрессий (z , км):

$$r \text{ (мм)} = 285,3 \cdot z - 211,8 \quad (R^2 = 0,999) \quad (\text{МС Чолпон-Ата}), \quad (4.35)$$

$$r \text{ (мм)} = 187,4 \cdot z + 291,8 \quad (R^2 = 0,991) \quad (\text{МС Балбай}), \quad (4.36)$$

$$r \text{ (мм)} = 292,1 \cdot z - 320,5 \quad (R^2 = 0,952) \quad (\text{с. Бар-Булак}), \quad (4.37)$$

$$r \text{ (мм)} = 303,6 \cdot z - 253,3 \quad (R^2 = 0,999) \quad (\text{МС Тамга}), \quad (4.38)$$

$$r \text{ (мм)} = 243,1 \cdot z - 69,2 \quad (R^2 = 0,982) \quad (\text{МС Ак-Суу}). \quad (4.38a)$$

4.3.5 Высотные зависимости годовых сумм осадков во Внутреннем Тянь-Шане

Внутренний Тянь-Шань (ВТШ) представляет собой высокое нагорье, блокированное со всех сторон высокими внешними хребтами – барьерами, и поэтому в целом имеющее меньшее количество осадков по сравнению с внешними открытыми районами горной страны на тех же высотах. Орографически это очень сложная территория со многими хребтами различной высоты и ориентации, отметки гребневой линии которых могут иметь высоты 4–5 км и более. Можно ожидать, что на высотах выше уровня блокирования осадки будут заметно расти с высотой, что подтверждается мощным горным оледенением массива Ак-Шийрак и особенно самого высокого массива Хан-Тенгри.

Высотные зависимости осадков по работе [40]. В таблице 4.12 приведены высотные зависимости годовых сумм осадков для трех типов рельефных условий ВТШ, полученные в работе П.Н. Пономоренко [40], что дает общее представление об осадках в этой обширной провинции Кыргызстана со слабо изученными климатическими условиями.

Таблица 4.12 – Высотные зависимости годовых сумм осадков во Внутреннем Тянь-Шане по [40]

Условия рельефа	Высота, км							
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5
1. Открытые долины и наветренные склоны, в основном в западной части области	350	370	405	465	600	885		
2. Узкие и относительно закрытые районы, в основном в центре области		275	290	325	420	570	750	
3. Закрытые долины, ущелья, подветренные склоны, в основном в восточной части области и на сыртовых поверхностях					270	320	420	550

Согласно приведенным данным, в западной части Внутреннего Тянь-Шаня годовые осадки увеличиваются с высотой от 350 мм (такие низкие высоты – 1 км, имеются только в Токтогульской котловине) до 885 мм в гребневой зоне хребтов на высотах около 3,5 км. В центральной части ВТШ в зоне 2–4 км осадки растут в диапазоне 290–750 мм. Наконец, в самой высокой восточной части ВТШ, где подножья хребтов и сыртовые поверхности имеют высоты 3–3,5 км, осадки увеличиваются от 270 мм на высотах 3 км до 550 мм на высотах 4,5 км.

Высотные зависимости осадков по работе [28]. К сожалению, в работе [28] для всей обширной области ВТШ приводятся только данные об осадках для ограниченного участка – верховьев р. Нарын с диапазоном высот 2,84–3,62 км, где годовые осадки составляют 185–305 мм (см. рисунок 4.6).

Высотные зависимости осадков по работе [19]. Расчет высотных зависимостей для различных зон территории ВТШ по В.А. Кузьмиченку каких-либо трудностей не представляет. Однако технически приведение их для многих хребтов не целесообразно, поскольку в [19] имеется соответствующая карта. Поэтому ограничимся усредненными высотными зависимостями годовых сумм осадков для 4 разрезов: 1) восточного от г. Казарман (примерная центральная точка ВТШ) вдоль широтной зоны 41–42° с.ш. до крайней восточной точки Кыргызстана в массиве Хан-Тенгри с долготой 80,27° в.д.; 2) западного – от г. Казарман до гребня Ферганского хребта; 3) северного – от г. Казарман до гребня Киргизского хребта; 4) южного – от г. Нарын до гребня хребта Кок-Шаал Тау.

В качестве примера на рисунке 4.7 показан график высотной регрессии по первому восточному разрезу. В таблице 4.13 приведены рассчитанные значения годовых осадков на стандартных высотах по найденным для всех разрезов высотным регрессиям (z , км):

$$1) y = 161,99 \cdot z - 13,42 \quad (R^2 = 0,839), \quad (4.39)$$

$$2) y = 178,97 \cdot z + 39,51 \quad (R^2 = 0,755), \quad (4.40)$$

$$3) y = 340,65 \cdot z - 189,44 \quad (R^2 = 0,861), \quad (4.41)$$

$$4) y = 130,26 \cdot z + 93,43 \quad (R^2 = 0,763). \quad (4.42)$$

Таблица 4.13 – Рассчитанные по регрессиям (4.39) – (4.42) годовые суммы осадков (мм) на стандартных высотах по 4 разрезам ВТШ: 1) Казарман – восток, 2) Казарман – запад, 3) Казарман – север и 4) Нарын – юг

Высотный разрез	Высота, км										
	1,2	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6
1) К – восток	181	230	311	392	473	554	635	716	797	878	959
2) К – запад	254	308	397	487	576	666	755				
3) К – север	219	322	492	662	833	1003	1173				
4) Н – юг			354	419	484	549	614	680			

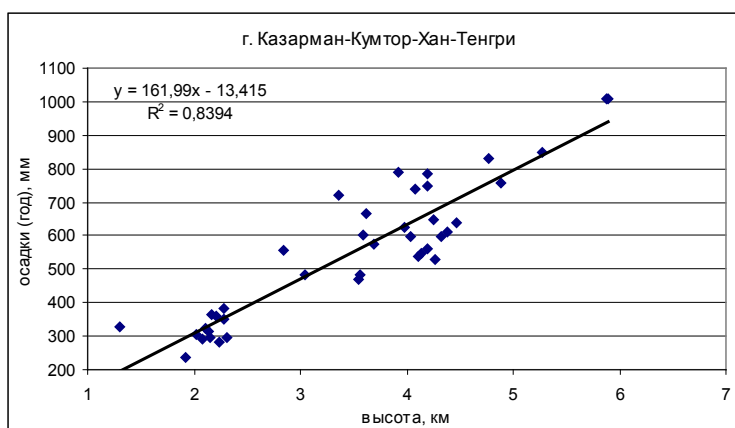


Рисунок 4.7 – График высотной регрессии годовых сумм осадков ВТШ – восточный разрез Казарман–Кумтор–Хан-Тенгри по [19]

Высотный разрез «Казарман – восток» проходит с запада на восток по Тогуз-Торусской, Средне- и Верхнее-Нарынской котловинам, Кумторским сыртам и Сары-Джазу и только потом выходит на высокий горный массив Хан-Тенгри. Поэтому определенные по нему осадки на высотах до 3 км достаточно близко соответствуют днищам долин и котловин.

Это можно видеть из прямых данных разновысотных котловинных станций, согласно которым они не зависят от высоты и равны, мм [25, 52]: Токтогул (0,821 км) – 293, Казарман (1,27 км) – 320, Чаек (1,65 км) – 209, Нарын (2,04 км) – 303, Койлю (2,80 км) – 308, Ак-Шийрк (2,84 км) – 180, Арпа (3,00 км) – 263, Чатыркуль (3,54 км) – 269, Тянь-Шань (3,61 км) – 323. На рисунке 4.7 хорошо виден разброс опытных данных, обусловленный влиянием орографии, который на высоте 4 км составляет диапазон 500–800 мм.

На крайнем востоке, в районе горного узла Хан-Тенгри, на очень больших высотах, достигающих здесь 6–7, км осадки составляют 960–1100 мм.

Полученные усредненные высотные распределения осадков по трем остальным разрезам ВТШ более соответствуют открытым склонам. Осадки здесь на высотах 3 км

составляют округленно 500–800 мм, а к уровню 4 км возрастают до 600–1100 мм. Наиболее высокие значения осадков соответствуют «северному разрезу», где их вертикальный градиент оказался весьма большим – 341 мм/км.

На наш взгляд, данными регрессий (4.39)–(4.42) и таблицы 4.13 можно пользоваться в качестве общих оценочных результатов для различных областей территории ВТШ, помня, конечно, их несомненную условность.

Следует так же заметить, что в таком самом общем выводе результаты работы П.Н. Пономаренко и В.А. Кузьмиченка не противоречат друг другу, т. е. дают совпадающие по порядку величин суммы годовых осадков.

4.4 Высотно-территориальные зависимости характеристик гроз в различных климатических провинциях Кыргызстана

Грозы являются опасным метеорологическим явлением, вызывая поражение людей, представляя опасность для авиации и других видов транспорта, нефтехранилищ, ЛЭП, всех гражданских и промышленных объектов, а также любой хозяйственной деятельности на открытом воздухе. Можно изучать грозы с различных научно-практических направлений: 1) климатическая характеристика гроз как потенциальная грозоопасность территории и важный элемент климата; 2) физические параметры гроз и молниезащита: напряженность электрического поля, токи молний, развитие грозового процесса и др.

В настоящем разделе рассматривается первая из названных выше задач – территориально-высотная климатическая характеристика грозовой деятельности для Кыргызстана в целом и его 4 климатических провинций [39]: Северного, Северо-Западного Кыргызстана – ССЗК, Иссык-Кульской котловины – ИКК, Юго-Западного Кыргызстана – ЮЗК и Внутреннего Тянь-Шаня – ВТШ. Исследованы – годовая частота (повторяемость) гроз, длительность отдельной грозы, интегральное за год число грозовых часов, их изменчивость и возможные максимальные значения, а также годовой ход.

4.4.1 Сравнительные данные об интенсивности грозовой деятельности в различных климатических провинциях Кыргызстана

По сделанным для 65 метеостанций за 1960–1991 гг. выборкам годовой частоты x , длительности гроз t и годового числа грозовых часов n были рассчитаны основные статистики их распределений (среднее или норма, коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса с их стандартными ошибками), показатели линейной – r_1 , параболической – r_2 и множественной – R корреляции с высотой z , широтой φ и долготой λ и соответствующие уравнения регрессий со своими стандартными ошибками [39]. Значимые на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ (реже $p=0,90$) регрессии рассматривались как статистические модели территориально-высотного распределения многолетних средних \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} (климатических норм). В целом таких моделей оказалось 24. При этом только для ИКК имеется связь \bar{x} и \bar{t} с широтой места φ . Для Кыргызстана в целом и остальных областей наблюдаются корреляционные связи и зависимости \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} лишь от высоты z и долготы λ . В целом ряде случаев для одной и той же характеристики могут быть значимыми зависимости от z или λ (параболические или линейные) и одновременно множественные зависимости совместно от z и λ . Регрессии от одной координаты в работе называются частными моделями (например, только от высоты), а от двух координат общими моделями территориальных распределений характеристик.

В таблице 4.14 приведены сравнительные статистические данные о характеристиках режима гроз по территории Кыргызстана в целом и 4 его климатическим областям [39]. Оказалось, что в среднем по Кыргызстану норма годового числа гроз $\bar{x}=27,7$, а числа грозочасов $\bar{n}=36,3$. Это в 5–10 раз превышает интенсивность гроз в окружающей Туранской низменности. Несомненно, что горный рельеф Тянь-Шаня вызывает существенную активизацию грозовой деятельности. Видно, что по осредненным данным безусловным лидером по грозоопасности является ИКК, где норма частоты гроз $\bar{x}=43,7$; а норма грозочасов в году $\bar{n}=52,1$ г.ч. По интенсивности грозовой деятельности ИКК примерно аналогична черноморскому побережью Северного Кавказа. Заметно уступает по грозоопасности ЮЗК: $\bar{x}=29,2$; $\bar{n}=44,5$ г.ч. Третье и четвертое места делят ВТШ и ССЗК с более низкими и относительно близкими значениями \bar{x} и \bar{n} .

Норма длительности гроз в целом по Кыргызстану $\bar{t}=1,24$ ч, колеблясь по регионам в пределах от 1,01 ч (ВТШ) до 1,40 ч (ССЗК).

Таблица 4.14 – Статистические характеристики гроз по климатическим провинциям Кыргызстана (число станций: ССЗК – 15; ЮЗК – 19; ИКК – 12; ВТШ – 19)

Характеристика	Климатические провинции				В целом
	ССЗК	ЮЗК	ИКК	ВТШ	
Средние значения \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} по регионам					
Частота – \bar{x} , гроз	18,2	29,2	43,7	23,5	27,7
Длительность – \bar{t} , час	1,40	1,37	1,19	1,01	1,24
Грозочасы – \bar{n} , г.ч.	26,9	44,5	52,1	25,6	36,3
Средние значения коэффициентов вариации по регионам					
$\bar{c}(x)$	0,42	0,50	0,38	0,54	0,47
$\bar{c}(t)$	1,10	1,09	1,01	1,11	1,08
$\bar{c}(n)$	0,61	0,66	0,49	0,68	0,62

Примечание. По регионам наиболее интенсивная грозовая деятельность отмечена на станциях: ССЗК – Новороссийка ($\bar{x}=31,6$; $\bar{n}=69,9$ г.ч); ЮЗК – Гульча ($\bar{x}=67,0$; $\bar{n}=125,4$ г.ч); ИКК – Красный Октябрь ($\bar{x}=69,2$; $\bar{n}=72,9$ г.ч); ВТШ – Казарман ($\bar{x}=40,4$; $\bar{n}=71,0$ г.ч).

Наиболее низкая изменчивость соответствует частоте гроз ($\bar{c}(x)=0,47$, по регионам меняется от 0,38 до 0,54), наиболее высокая – длительности гроз ($\bar{c}(t)=1,08$, по регионам от 1,01 до 1,11), а для грозочасов она принимает промежуточные значения ($\bar{c}(n)=0,62$, по регионам от 0,49 до 0,68).

4.4.2 Территориально-высотные зависимости характеристик грозовой деятельности для территории Кыргызстана в целом

Статистические зависимости \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} от высоты z и долготы λ (зависимости от широты отсутствуют) в целом по Кыргызстану наиболее адекватно могут быть представлены регрессиями (z , км; λ°) [39]:

$$\bar{x} = -9,773z^2 + 34,77z + 3,26 \pm 12,1, \quad (r_2=0,53) \quad (4.43)$$

$$\bar{x} = -7,75z + 2,247\lambda - 125,42 \pm 12,9, \quad (R=0,46) \quad (4.44)$$

$$\bar{t} = -0,283z + 1,80 \pm 0,42, \quad (r_1 = -0,47) \quad (4.45)$$

$$\bar{n} = -12,621z^2 + 39,059z + 16,42 \pm 22,2, \quad (r_2=0,50) \quad (4.46)$$

где последние члены со знаком « \pm » есть стандартные ошибки регрессий.

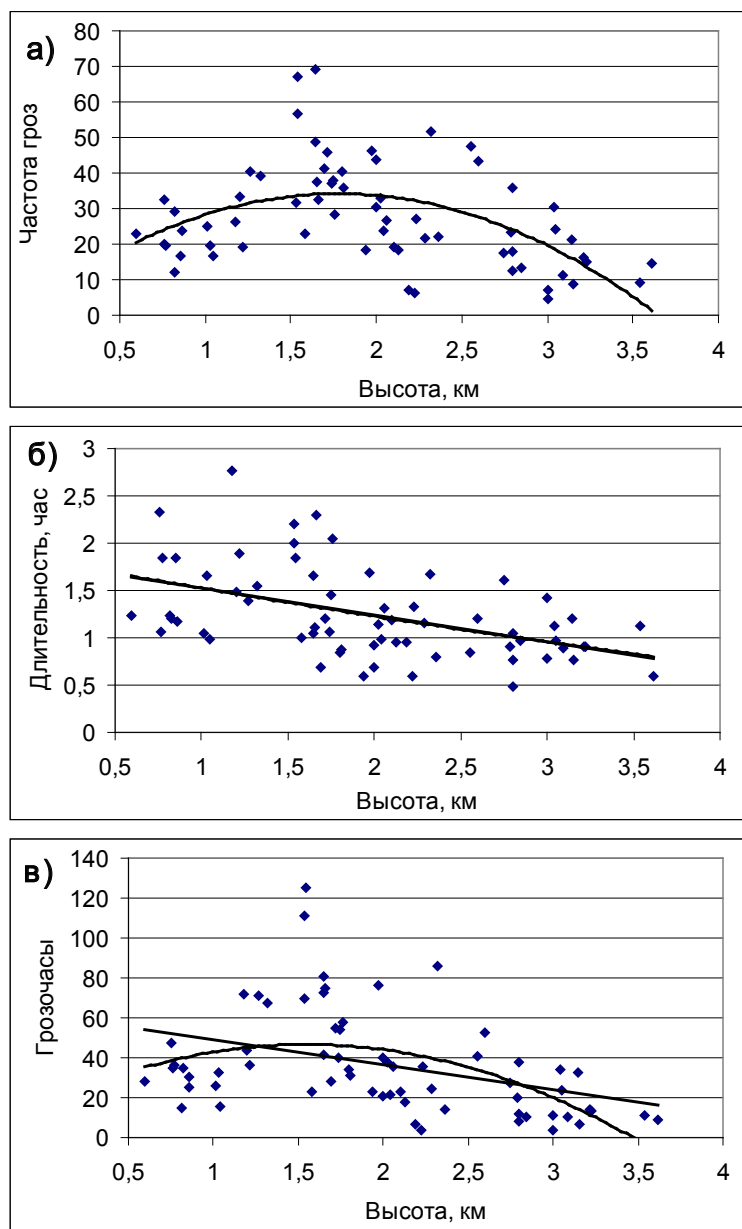


Рисунок 4.8 – Регрессии высотных зависимостей частоты гроз:
а – (параболическая $r_2=0,53$), длительности отдельной грозы; б – (линейная $r_1=-0,47$)
и интегрального за год числа грозочасов; в – (параболическая $r_2=0,50$, линейная
 $r_1=-0,39$) для территории Кыргызстана [39]

При этом (4.44) является общей моделью (от z и λ) территориального распределения x , а (4.43) – частной (высотной) моделью.

На рисунке 4.8 показаны корреляционные графики этих регрессий, которым соответствуют коэффициенты корреляции: $r_2=0,53$, $r_1=-0,47$ и $r_2=0,50$. По степени разброса опытных точек корреляционных графиков относительно линий регрессий наглядно видно, что высота важный, но не единственный фактор, существенно влияющий на характеристики интенсивности грозовой деятельности. Большое влияние, несомненно, оказывают все мас-

штабы орографического влияния – макро-, мезо- и микрорельефные условия местности. К сожалению, их не удастся численно формально представить в уравнениях, как это, например, можно сделать для высоты, широты и долготы места.

Однако полученные территориально-высотные зависимости, представленные уравнениями (4.43)–(4.46) и графиками рисунка 4.8, позволяют достаточно надежно судить о характере изменения с высотой частоты и длительности гроз, а также годового числа грозовых часов. Так, на рисунке 4.8 а совершенно четко видно, что годовая частота гроз составляет в среднем 20–25 в зонах высот 0,5–0,8 км подгорных долин (Чуйская и Ферганская) увеличивается до максимума, равного 34 грозам на низкогорных и среднегорных высотах 1,5–2 км, а затем быстро убывает до 10 гроз в году и менее в высокогорной зоне с высот 3,3 км. Длительность гроз (рисунок 4.8б) линейно убывает с высотой в два раза – от 1,6 ч на высотах около 0,6 км до 0,8 ч на высотах более 3,5 км. Годовые грозовые часы (рисунок 4.8 в), являясь комбинацией частоты и длительности гроз, имеют более слабо выраженную, чем частота гроз, параболическую тенденцию изменения с высотой места с максимумом около 47 грозовых часов на высотах около 1,5 км и быстрым убыванием до 10 и менее грозовых часов на высотах более 3,5 км. Все это представлено в таблице 4.15, где приведены расчетные данные по высотным регрессиям (4.43), (4.45) и (4.46).

Таблица 4.15 – Рассчитанные оценки \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} по регрессиям (4.43), (4.45) и (4.46)

Z, км	0,6	1	1,5	2	2,5	3	3,5
\bar{x} , гроз	20,6	28,3	33,4	33,7	29,1	19,6	5,2
\bar{t} , час	1,63	1,52	1,38	1,24	1,09	0,95	0,81
\bar{n} , г.ч.	35,3	42,9	46,6	44,1	35,2	20,0	10,1

Уравнения (4.43) – (4.46) и данные соответствующих им таблиц рекомендуются к практическому использованию как содержащие оценочные нормы характеристик гроз \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} в целом для территории Кыргызстана. Видно (таблица 4.9), что максимум частоты гроз наблюдается в нижней части склонов ($z=1,5$ –2 км, $\bar{x}=34$), а к гребневой зоне хребтов \bar{x} убывает до 5. Длительность гроз убывает от 0,6 к 3,5 км в два раза, от 1,63 до 0,71 ч, грозовые часы максимальны ($\bar{n}=47$ г.ч) в нижней части склонов ($z=1,5$ км), убывая к 3,5 км до $\bar{n}=10$ г.ч.

4.4.3 Высотные, долготные и высотно-долготные зависимости характеристик гроз в Северном, Северо-Западном Кыргызстане

Напомним, что ССЗК включает Чуйскую, Чон-Кеминскую и Таласскую долины с их горными обрамлениями (15 метеостанций, z от 0,6 до 3,225 км, 7602 грозы). Оказалось, что внутри ССЗК грозовая активность значительно меняется (таблица 4.16) [39].

В западной Таласской и центральной Чуйской долинах (совместно с горными обрамлениями) грозовая активность умеренна: $\bar{x}=15,7$ –18,1, $\bar{n}=22,1$ –24,8 г.ч, длительность гроз $\bar{t}\approx 1,35$ ч. Однако в восточной Чон-Кеминской долине активность возрастает до сильной: $\bar{x}=31,6$, $\bar{n}=69,9$ г.ч, длительность также повышена – $\bar{t}=2,21$ ч. Коэффициенты вариации различных характеристик по долинам имеют такие же соотношения, как и для Кыргызстана в целом: $\bar{c}(x)=0,34$ –0,54, $\bar{c}(t)=0,87$ –1,33 и $\bar{c}(n)=0,60$ –0,63. С учетом этого, вероятные ($p=0,90$) максимальные оценки x , t и n меняются по долинам в пределах: $x_{\text{макс}}=40$ –64, $t_{\text{макс}}=6,0$ –11,0 ч и $n_{\text{макс}}=70$ –202 г.ч.

Увеличение интенсивности грозовой деятельности при смещении к востоку, в пределы Чон-Кеминской долины, можно объяснить влиянием общего повышения рельефа местности при натекании воздушных масс с запада.

Таблица 4.16 – Основные статистические характеристики гроз в ССЗК
(Обозначения долин: ЧД – Чуйская, ЧКД – Чон-Кеминская, ТД – Таласская)

Характеристика гроз	Долины с их горными обрамлениями			ССЗК в целом
	ЧД	ЧКД	ТД	
Средние значения (нормы)				
Среднегодовая частота – \bar{x} , гроз	18,06	31,61	15,71	18,18
Длительность грозы – \bar{t} , час	1,34	2,21	1,35	1,40
Грозочасы в году – \bar{n} , г.ч	24,82	69,86	22,08	26,91
Средние значения коэффициентов вариации (нормы)				
$\bar{c}(x)$	0,40	0,34	0,57	0,42
$\bar{c}(t)$	1,20	1,33	0,87	1,10
$\bar{c}(n)$	0,61	0,63	0,60	0,61
Вероятные максимальные значения (нормы)				
$x_{\text{макс}}(0,90)$, гроз	40	64	42	41
$t_{\text{макс}}(0,90)$, ч	6,2	11	6,0	6,0
$n_{\text{макс}}(0,90)$, г.ч	70	202	76	76

Таблица 4. 17 – Расчетные по регрессиям оценки \bar{x} , \bar{t} и \bar{n}
в ССЗК в зависимости от z и λ

Высота, км	0,6	1	1,5	2	2,5	3	3,5
\bar{x} по (4.47)	19,3	19,8	19,7	18,8	17,2	14,7	11,5
\bar{t} , ч по (4.50)	1,84	1,65	1,47	1,28	1,10	0,91	0,73
\bar{n} , г.ч по (4.51)	36,9	33,1	28,5	23,8	19,2	14,5	9,9
Долгота, λ°	71,5	72	73	74	75	76	76,5
\bar{x} по (4.48)	12,5	13,7	16,0	18,4	20,7	23,1	24,2
\bar{n} , г.ч по (4.52)	13,8	16,5	22,0	27,5	32,9	38,4	41,1

Статистические зависимости \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} от z и λ наиболее адекватно для ССЗК могут представляться высотными и высотно-долготными регрессиями (с широтой корреляции нет):

$$\bar{x} = -1,55z^2 + 3,683z + 17,625 \pm 4,6, \quad (r_2=0,42) \quad (4.47)$$

$$\bar{x} = 2,3089\lambda - 152,45 \pm 5,2, \quad (r_1=0,48) \quad (4.48)$$

$$\bar{x} = -129,2 - 1,8116z + 2,0353 \lambda \pm 5,1, \quad (R=0,56) \quad (4.49)$$

$$\bar{t} = -0,370z + 2,02 \pm 0,29, \quad (r_1= -0,68) \quad (4.50)$$

$$\bar{n} = -9,3031z + 42,447 \pm 13,82, \quad (r_1= -0,53) \quad (4.51)$$

$$\bar{n} = 5,4628\lambda - 376,79 \pm 15,7, \quad (r_1=0,40) \quad (4.52)$$

$$\bar{n} = -274,8 - 8,303z + 4,27\lambda \pm 14,0, \quad (R=0,61) \quad (4.53)$$

которым соответствует значимая ($p=0,95$) корреляция с модулями коэффициентов от 0,40 до 0,68. Эти уравнения могут служить статистическими моделями территориального распределения норм \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} в ССЗК. При этом (4.49) и (4.43) рекомендуются как общие территориальные зависимости \bar{x} и \bar{n} от z и λ , а (4.47), (4.48) и (4.51) как частные зависимости отдельно по z и λ .

Хорошо видно (таблица 4.17) возрастание в ССЗК значений \bar{x} и \bar{n} с долготой в пределах 15,5–24,2 гроз и 13,8–41,1 г.ч, убывание \bar{t} с высотой от 1,84 до 0,73 ч, параболическое изменение \bar{x} от z со слабым максимумом $\bar{x}=19,8$ в зоне подножий ($z=1$ км).

Получены также уточненные вероятные максимальные оценки этих характеристик с учетом зависимостей не только от z , но и от λ .

Активный грозовой сезон в ССЗК не зависит от высоты и начинается в апреле, когда повторяемость гроз составляет 1–5 %. Далее она быстро растет, достигает максимума в июне (34–35 %), затем уменьшается в сентябре до 2,5–5 %.

4.4.4 Высотные, долготные и высотно-долготные зависимости характеристик гроз в Юго-Западном Кыргызстане

ЮЗК является вторым по интенсивности грозовой деятельности регионом [39], включающим южное и северное, а также восточное горные обрамления Ферганской впадины (таблица 4.18).

Интересно, что две станции ЮЗК из 19 дают очень высокую грозовую активность, тогда как на остальных 17 она значительно ниже, что и обусловило среднее второе место ЮЗК. Это МС Гульча ($z=1,54$ км, где $\bar{x}=67$ и МС Устье реки Тос ($z=1,54$ км, где $\bar{x}=56,7$. Первая расположена в узкой долине на северном склоне Алайского хребта, а вторая в аналогичной долине на юго-восточном склоне Чаткальского хребта.

Важно также, что средние показатели гроз оказались одинаковыми на северных склонах Алайского, Туркестанского хребтов (ЮГО, таблица 4.18) и на склонах южных отрогов Таласского хребта, западных склонах Ферганского хребта (СиВГО, таблица 4.18), хотя за счет южной экспозиции склоны СиВГО получают значительно больше прямой солнечной радиации.

Как и во всех других климатических областях, наибольшую изменчивость имеет длительность гроз ($\bar{c}(t)=0,98-1,19$), а наименьшую – частота ($\bar{c}(x)=0,46-0,54$). Оценки вероятных ($p=0,90$) максимальных значений характеристик по двум подобластям составили: $x_{\text{макс}}=70-76$; $t_{\text{макс}}=5,36-6,26$ ч; $n_{\text{макс}}=125-139,4$ г.ч.

Таблица 4.18 – Основные статистические характеристики гроз в ЮЗК
(Обозначения: ЮГО, С и ВГО – южное, северное и восточное горное обрамление Ферганской впадины)

Характеристика гроз	Горные обрамления		ЮЗК в целом	МС Гульча
	ЮГО	С и ВГО		
Средние значения (нормы)				
Среднегодовая частота – \bar{x} , гроз	28,8	29,5	29,2	67,0
Длительность грозы – \bar{t} , час	1,37	1,36	1,37	1,85
Грозочасы в году – \bar{n} , г.ч.	46,3	42,8	44,5	125,4
Средние значения коэффициентов вариации (нормы)				
$\bar{c}(x)$	0,54	0,46	0,50	0,31
$\bar{c}(t)$	1,19	0,98	1,09	1,11
$\bar{c}(n)$	0,67	0,64	0,66	0,49
Вероятные максимальные значения (нормы)				
$x_{\text{макс}}(0,90)$, гроз	76	70	73	129
$t_{\text{макс}}(0,90)$, час	6,26	5,36	5,85	8,01
$n_{\text{макс}}(0,90)$, г.ч.	139	125	133	310

Статистически наиболее адекватными зависимостями \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} от z и λ оказались следующие (зависимость от широты отсутствует):

$$\bar{x} = -13,289z^2 + 41,253z + 3,08 \pm 12,8, \quad (r_2=0,55) \quad (4.54)$$

$$\bar{t} = -0,322z^2 + 0,981z + 0,766 \pm 0,52, \quad (r_2=0,38) \quad (4.55)$$

$$\bar{t} = -0,1836\lambda + 14,654 \pm 0,53, \quad (r_1 = -0,40) \quad (4.56)$$

$$\bar{t} = 14,108 - 0,1785z - 0,1718\lambda \pm 0,53, \quad (R=0,45) \quad (4.57)$$

$$\bar{n} = -31,198z^2 + 101,11z - 24,163 \pm 24,6, \quad (r_2=0,52) \quad (4.58)$$

которым соответствуют значимые ($p=0,95$) коэффициенты корреляции. При этом (4.57) является общей моделью территориального распределения $\bar{t}(z, \lambda)$, а (4.55) и (4.56) частными моделями $\bar{t}(z)$ и $\bar{t}(\lambda)$.

Хорошо видно (таблица 4.19), что в ЮЗК \bar{x} и \bar{n} имеют максимумы 35,1 гроз и 57,3 г.ч в зоне подножий ($z=1,5$ км), \bar{t} убывает с высотой в пределах 1,32–0,81 ч, а с долготой в пределах 1,89–0,98 ч.

Таблица 4.19 – Расчетные оценки \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} в ЮЗК по регрессиям (4.54), (4.55) (4.56) и (4.58)

Z, км	0,75	1	1,5	2	2,5	3	
\bar{x} по (4.54)	26,0	31,0	35,1	32,4	23,2	7,2	
\bar{t} , ч по (4.55)	1,32	1,43	1,51	1,44	1,20	0,81	
\bar{n} , г.ч. по (4.58)	31,1	45,8	57,3	53,3	33,6	18,0	
λ°	69,5	70	71	72	73	74	74,5
\bar{t} , ч по (4.56)	1,89	1,80	1,62	1,44	1,25	1,07	0,98

Активный грозовой сезон в ЮЗК также не зависит от высоты и начинается в апреле, когда средняя повторяемость гроз достигает 5–6 %. Повторяемость имеет максимум в июне (35 %), заканчивается сезон в сентябре, когда она уменьшается в среднем до 3 %.

4.4.5 Высотные, долготные и широтные зависимости характеристик гроз в Иссык-Кульской котловине

ИКК является наиболее грозоопасным районом Кыргызстана (таблица 4.18) [39]. По степени грозоопасности в котловине выделено 6 зон включающих 4 равнинных территории днища и 2 широтных горных обрамления – северное и южное.

Наиболее грозоопасным является северное побережье – от Чолпон-Аты, где $\bar{x}=49$ ($\bar{n}=81$ г.ч) до Тюпа, где $\bar{x}=59$ ($\bar{n}=77$ г.ч), а станция Красный Октябрь имеет наибольшее в Кыргызстане число гроз – $\bar{x}=69$ ($\bar{n}=73$ г.ч). Для сравнения – на черноморском побережье Северного Кавказа $\bar{x}=40$ –70 [13]. По частоте гроз в ИКК наименее грозоопасными являются её западная равнинная зона ($\bar{x}=37$) и южное побережье с его горным обрамлением ($\bar{x}=38$ –40). Однако в западной зоне, ввиду аномально высокой длительности гроз ($\bar{t}=2,29$ ч), годовое число грозочасов является высоким ($\bar{n}=77$ г.ч).

Южные склоны Кунгей Ала-Тоо (СГО), как и следовало ожидать, дают существенно более высокие \bar{x} и \bar{n} , чем северные склоны Терской Ала-Тоо (ЮГО).

Например, на МС Сан-Таш перевал ($z=2,32$ км) – $\bar{x}=51,7$, а $\bar{n}=86,3$ г.ч. Максимальные оценки ($p=0,90$) характеристик гроз весьма высоки и по различным зонам находятся в пределах: $x_{\text{макс}}=56$ –102, $n_{\text{макс}}=85$ –178 г.ч, $t_{\text{макс}}=3,5$ –7,3 ч, в соответствии с изменениями коэффициентов вариации $\bar{c}(x)$, $\bar{c}(t)$, $\bar{c}(n)$, а также \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} в котловине.

Статистические зависимости \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} от координат места представлены их парными и множественными регрессиями (4.59)–(4.63), которые являются моделями их территориальных распределений в ИКК. При этом (4.60), (4.61) и (4.63) являются общими

Таблица 4.20 – Основные статистические характеристики гроз в ИКК
(Обозначения: ЗРЗ – западная равнинная зона; СП – северное побережье;
ВРЗ – восточная равнинная зона; ЮП – южное побережье; СГО и ЮГО – северное
и южное горные обрамления)

Характеристика	Зоны котловины						ИКК в целом	МС Красный Октябрь
	ЗРЗ	СП	ВРЗ	ЮП	СГО	ЮГО		
Средние значения (нормы)								
\bar{x} , гроз	36,7	58,9	45,9	39,8	47,5	38,1	43,7	69,2
\bar{t} , час	2,29	1,36	1,20	0,86	1,44	0,89	1,19	1,05
\bar{n} , г.ч	78,9	76,8	55,2	34,0	69,3	33,7	52,1	76,8
Средние значения коэффициентов вариации (нормы)								
$\overline{c}(x)$	0,24	0,20	0,33	0,35	0,38	0,36	0,38	0,21
$\overline{c}(t)$	0,73	1,10	0,91	1,11	1,02	0,97	1,01	1,32
$\overline{c}(n)$	0,34	0,44	0,47	0,58	0,46	0,51	0,49	0,44
Вероятные (p=0,90) максимальные значения (нормы)								
$x_{\text{макс}}$, гроз	56	94	91	81	79	102	94	113
$t_{\text{макс}}$, час	7,3	5,9	4,5	3,7	5,9	3,5	4,8	5,2
$n_{\text{макс}}$, г.ч	159	178	133	93	165	85	129	178

моделями территориального распределения $\bar{x}(z, \varphi, \lambda)$, $\bar{t}(\varphi, \lambda)$ и $\bar{n}(z, \varphi)$, а (4.59) и (4.62) частными моделями $\bar{x}(z)$ и $\bar{n}(z)$.

Согласно (4.59), максимум гроз ($\bar{x}=49$) соответствует подножию склонов ($z=2$ км), \bar{t} линейно убывает с λ и возрастает с φ (19). Грозочасы \bar{n} линейно возрастают с φ и убывают с z (4.63).

$$\bar{x} = -30,77z^2 + 125,23z - 78,5 \pm 10,1, \quad (r_2=0,42) \quad (4.59)$$

$$\bar{x} = -1160 - 13,8184z + 21,2795\varphi + 4,2090\lambda \pm 10,0, \quad (R=0,64) \quad (4.60)$$

$$\bar{t} = -17,68 + 0,9788\varphi - 0,2914\lambda \pm 0,37, \quad (R=0,68) \quad (4.61)$$

$$\bar{n} = -15,897z + 84,09 \pm 21,8, \quad (r_1 = -0,31) \quad (4.62)$$

$$\bar{n} = -2643,34 - 20,805z + 64,45414\varphi \pm 15,8. \quad (R=0,76) \quad (4.63)$$

Получены также уточненные оценки $x_{\text{макс}}$, $t_{\text{макс}}$ и $n_{\text{макс}}$ в различных частях котловины с учетом зависимостей (4.59)–(4.63).

Активный грозовой сезон в котловине расширен и сдвинут по окончанию на 1 месяц за счет тепловой инерции озера. Он начинается вяло в апреле (1 % гроз), а в мае повторяемость гроз достигает 8 %. Максимум повторяемости наступает не в июне, а в июле (27 %) и заканчивается сезон, не в сентябре, как в других областях, а в октябре с повторяемостью около 4 %. При этом еще в ноябре $p=0,9$ %.

4.4.6 Высотные и долготные зависимости характеристик гроз во Внутреннем Тянь-Шане

Средняя картина грозовой деятельности во ВТШ от его низкогорной области (днище Токтогульской котловины) до нивальной зоны с $z \geq 3,5$ км дана в таблице 4.21 [39].

Наиболее грозоопасной является среднегорная (1,2–2,2 км) зона, где $\bar{x}=32,5$, $\bar{n}=37,1$ г.ч, а наиболее грозная станция Казарман (1,23 км) имеет $\bar{x}=40,4$ ($\bar{n}=71$ г.ч). Практически

не уступает ей по средним данным низкогорная зона ($\bar{x}=29,1$, $\bar{n}=35,0$ г.ч), но выше \bar{x} и \bar{n} быстро уменьшаются с высотой до $\bar{x}=12,0$ и $\bar{n}=9,9$ г.ч в нивальной зоне.

Таблица 4.21 – Основные статистические характеристики гроз во ВТШ
(Обозначения зон: НГЗ – низкогорная до 1,2 км, СГЗ – среднегорная (1,2–2,2 км),
ВГЗ – высокогорная (2,2–3,5 км), НЗ – нивальная (>3,5 км))

Характеристика	Высотные зоны				ВТШ в целом	МС Казарман
	НГЗ	СГЗ	ВГЗ	НЗ		
Средние значения (нормы)						
\bar{x} , гроз	29,2	32,5	18,5	12,0	23,5	40,4
\bar{t} , час	1,20	1,07	0,97	0,87	1,01	1,39
\bar{n} , г.ч	35,0	37,1	19,2	9,9	25,6	71,0
Средние значения коэффициентов вариации (нормы)						
$\bar{c}(x)$	0,43	0,41	0,63	0,65	0,54	0,24
$\bar{c}(t)$	1,10	1,16	1,10	1,00	1,11	0,98
$\bar{c}(n)$	0,66	0,56	0,76	0,73	0,68	0,41
Вероятные (p=0,90) максимальные значения (нормы)						
$x_{\text{макс}}$, гроз	70	72	53	35	62	70
$t_{\text{макс}}$, ч	5,2	4,8	4,2	3,5	4,4	5,5
$n_{\text{макс}}$, г.ч	104	99	63	32	78	158

Коэффициенты вариации характеристик гроз имеют те же порядки и соотношения значений, что в других климатических областях.

Оценки вероятных максимальных значений x , t и n убывают с высотой и находятся в пределах: $x_{\text{макс}}=70\dots, 35$; $t_{\text{макс}}=5,2\dots, 3,5$ ч; $n_{\text{макс}}=104\dots, 32$ г.ч (таблица 4.21).

Территориальное распределение норм \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} во ВТШ наиболее адекватно оценивается моделями обратных линейных регрессий (рисунок 4.9):

$$\bar{x} = -9,8433z + 48,02 \pm 8,0, \quad (r_1 = -0,69) \quad (4.64)$$

$$\bar{t} = -0,1011z + 8,659 \pm 0,20, \quad (r_1 = -0,64) \quad (4.65)$$

$$\bar{n} = -14,166z + 60,89 \pm 12,8, \quad (r_1 = -0,66) \quad (4.66)$$

расчет по которым показан в таблице 4.22. Из нее видно, что \bar{x} и \bar{n} убывают от 0,8 к 4 км соответственно в пределах 40,1–8,7 и 49,6–4,2 г.ч, а \bar{t} убывает с увеличением высоты от 1,34 до 0,58 ч.

Таблица 4.22 – Расчетные оценки \bar{x} , \bar{t} и \bar{n} для ВТШ по регрессиям (4.64)–(4.66)

Высота, км	0,8	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	
\bar{x} по (4.64)	40,1	38,2	33,3	28,3	23,4	18,5	13,6	8,7	
\bar{n} , г.ч по (4.66)	49,6	46,7	39,6	32,6	25,5	18,4	11,3	4,2	
Долгота, λ°	72,5	73	74	75	76	77	78	79	80
\bar{t} , ч по (4.65)	1,34	1,29	1,19	1,08	0,98	0,88	0,78	0,68	0,58

Получены уточненные оценки максимальных значений характеристик с учетом этих зависимостей. Как и в ССЗК, ЮЗК, активный грозовой сезон во ВТШ не зависит от высоты и начинается в апреле, когда повторяемость гроз достигает нескольких процентов. В июне она максимальна (около 30–35 %) и уменьшается к сентябрю примерно до 3–7 %.

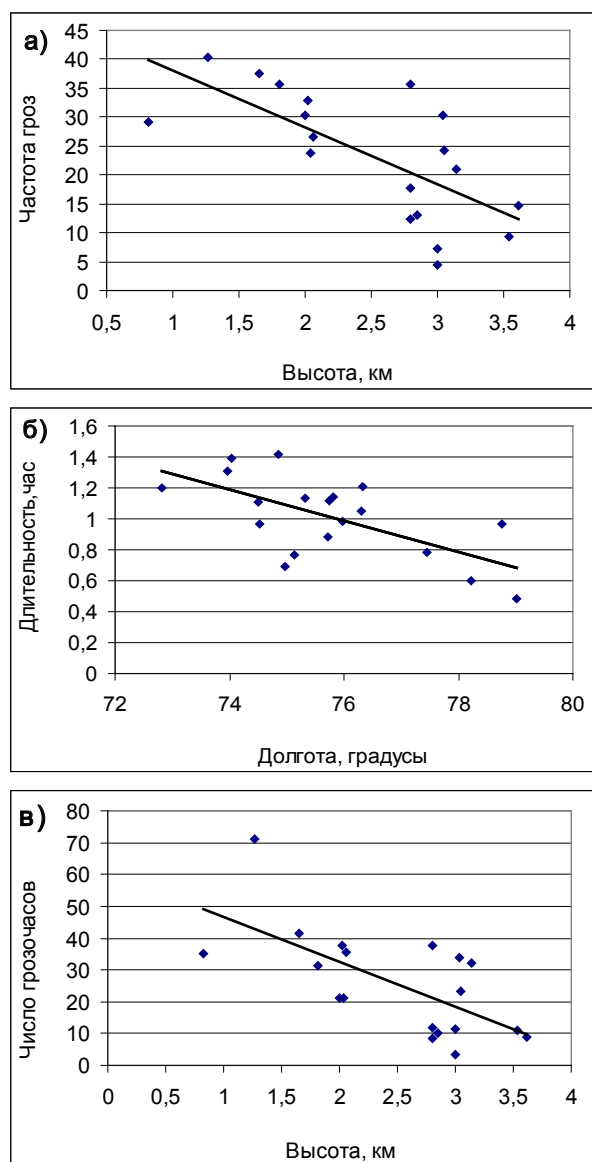


Рисунок 4.9 – Корреляционные зависимости $\bar{x}(z) - а)$, $\bar{t}(\lambda) - б)$ и $\bar{n}(z) - в)$ для ВТШ [39]

4.5 Высотные зависимости максимальных в году снеговых нагрузок и водозапасаов снежного покрова для склонов различных хребтов Кыргызстана

Снежный покров в горах Средней Азии играет очень большую роль в жизнедеятельности людей в аридных подгорных равнинах. Накапливаясь в течение холодной половины года, он стает в теплую половину на высотах гор ниже снеговой линии. Эта вода, сбегая по склонам, используется для орошения полей весной и в начале лета, наполняет подгорные водохранилища. Снег выше снеговой линии идет на питание горных ледников, реки с которых орошают поля в разгар лета. Одновременно снег образует снеговые нагрузки на покрытия всех сооружений, что надо учитывать при их проектирова-

нии и строительстве. В этом разделе рассматриваются результаты исследований автора [36] по высотным зависимостям максимальных в году водозапасах снежного покрова, которые одновременно являются характеристиками максимальных для года значениями снеговых нагрузок.

4.5.1 Наблюдения за снежным покровом в горах Кыргызстана, исходный материал и методика исследований

Снежный покров представляет собой естественный покров подстилающей поверхности зимой в умеренных и высоких широтах, играя здесь очень важную роль как соответствующий климатический фактор, влияющий на все стороны жизни и деятельности человека: гидрологические аспекты питания рек, сельское хозяйство, строительство, транспорт, спорт и отдых.

Одной из основных характеристик снежного покрова, отражающей интегрально снежные условия территории, является максимальная масса (вес) снега, приходящаяся на 1 м² площади, которая может возникнуть в среднем один раз в год, т. е. каждую зиму. Эта характеристика (обозначим ее через S_0) называется по-разному [13, 36, 47]: 1) поверхностной плотностью массы снежного покрова (кг/м²), 2) нормативной снеговой нагрузкой на покрытия сооружений (кгс/м² или кПа), 3) максимальным водозапасом снежного покрова (мм слоя воды). Таким образом, параметр S_0 – это одновременно нормативная снеговая нагрузка на сооружения (кПа или кгс/м²), максимальная поверхностная плотность (кг/м²) или максимальный водозапас снежного покрова (мм), которые могут возникнуть 1 раз в год, т.е. каждую зиму.

При этом,

$$100 \text{ кг/м}^2 = 100 \text{ мм слоя воды} = 1 \text{ кПа} = 100 \text{ кгс/м}^2. \quad (4.67)$$

Для определения S_0 (как среднего из годовых максимумов S) были обработаны многолетние данные и использованы наблюдения: 1) маршрутных снегосъемок на 178 станциях и постах Кыргызгидромета за 1941–1979 гг. (0,6–3,61 км), 2) опубликованные САНИИ [23] обобщенные данные о высотных распределениях S_0 по 45 бассейнам рек Кыргызстана, рассчитанные на основании наблюдений на 393 снегопунктах, располагавшихся в 16 речных бассейнах (1,1–4,05 км) и по 564 авиарейкам, установленным в 29 бассейнах рек (1,88–4,25 км) на склонах и в гребневой зоне хребтов Кыргызстана. Общий период наблюдений на снегопунктах и по авиарейкам составил в среднем 10–15 лет.

Это дало возможность построить 17 генерализированных высотных зависимостей S_0 для территории Кыргызстана, соответствующих склонам отдельных хребтов или группам хребтов, обладающих достаточной однородностью режима снежного покрова. Зависимости построены графически, в нижней и средней части склонов они контролируются данными снегосъемок 178 станций и постов, а выше соответствуют данным САНИИ. На рисунке 4.10 приведен пример такой зависимости для западного склона Ферганского хребта, полученной как обобщение трех близких зависимостей по бассейнам рек его северной, центральной и южной частей.

Как видно, для построения высотных зависимостей S_0 использована дифференциация территории Кыргызстана не только по его 4 климатическим провинциям ССЗК, ИКК, ЮЗК и ВТШ), но и по склонам отдельных хребтов, согласно рассмотренной климатической типизации в разделе 4.1. Без такой дифференциации сильное маскирующее влияние макро- мезо- и микрорельефа на уровень снеговых нагрузок просто не позволило бы надежно выявить зависимости S_0 от высоты места. Однако это стало возможным благодаря наличию достаточного объема исходных данных, что имеет место далеко не всегда.

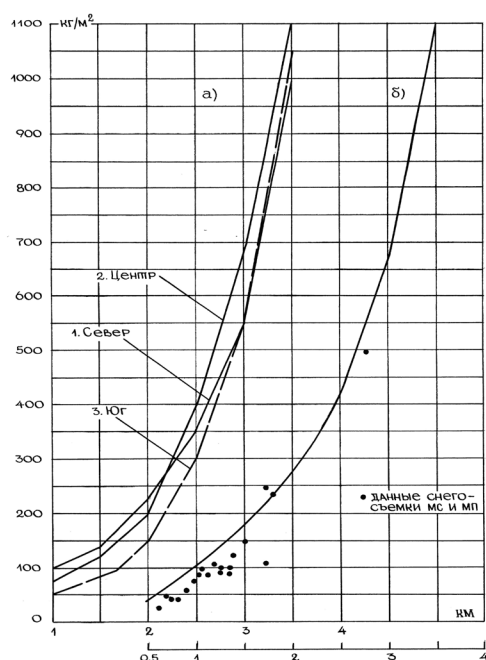


Рисунок 4.10 – Высотные зависимости $S_0(z)$, построенные по данным САНИИ [23] для трех разрезов 1, 2 и 3 западного склона Ферганского хребта – а) и принятая нами [36] для использования $S_0(z)$ для всего западного склона хребта на участке «река Нарын – гребень Узгенского хребта» – б). Точки соответствуют данным снегосъемок станций и постов в этом районе. В высокогорной зоне кривые проведены по данным снегопунктов и авиареек

Полученные генерализированные высотные зависимости отражают следующие гипотетические условия залегания на склонах снежного покрова:

1. Высотные зависимости соответствуют допущению о пространственном равномерном залегании снежного покрова на склонах хребтов.

2. Высотные зависимости до конца не учитывают всю реальную мозаику микро-рельефных условий склонов – сдувы и надувы снега, его отсутствие на очень крутых склонах и обрывах.

Учесть все эти реальные условия залегания снега в горах при климатическом анализе пока не представляется возможным.

4.5.2 Карта максимальных в году снеговых нагрузок и водозапасаов снежного покрова для различных хребтов Кыргызстана

По заказу МЧС Кыргызстана была построена крупномасштабная карта снеговых нагрузок его территории (М 1:500 000), для чего по 17 найденным высотным зависимостям установлены высотные границы нормативных снеговых районов для различных хребтов [36]. Всего выделено 15 таких снеговых районов, первому соответствует минимальное $S_0 = 50 \text{ кг/м}^2$, а пятнадцатому – максимальное $S_0 = 1100 \text{ кг/м}^2$.

В таблице 4.23 приведены высотные границы снеговых районов для различных хребтов и физико-географических зон Кыргызстана. В ней для каждого снегового района приведено нормативное значение $S_0, \text{ кг/м}^2$ и даны его верхняя и нижняя высотные границы.

Если условно дифференцировать Кыргызстан на 4 области с различным уровнем снеговых нагрузок – малыми, умеренными, большими и очень большими – то к ним можно отнести следующие [36].

1. Областями с малыми нагрузками, где S_0 максимальное на высотах 3,5–4 км не превышает 7 снегового района (300 кг/м²) являются – горное обрамление Джумгалской, Кочкорской, Алабугинской, Средне-Нарынской, Верхне-Нарынской, Атбаши- Каракуюнской,

Таблица 4.23 – Высотное положение границ нормативных снеговых районов для различных хребтов и физико-географических зон Кыргызстана по карте [36]

Снеговой район	S_0 , кг/м ²	Высотные границы, м	Район	S , кг/м ²	Высотные границы, м
1	2	3	4	5	6
1. Северный склон Киргизского хребта					
1	50	Менее 1300	6	250	2800–3000
2	70	1300–1900	7	300	3000–3200
3	100	1900–2300	8	400	3200–3400
4	150	2300–2600	9	500	3400–3600
5	200	2600–2800	10	600	Более 3600
2. Горное обрамление Чон-Кеминской впадины					
1	50	Менее 2200	5	200	3300–3500
2	70	2200–2700	6	250	3500–3600
3	100	2700–3000	7	300	3600–3800
4	150	3000–3300	8	400	Более 3800
3. Горное обрамление Таласской впадины					
1	50	Менее 1800	5	200	3100–3400
2	70	1800–2200	6	250	3400–3600
3	100	2200–2700	7	300	3600–3800
4	150	2700–3100	8	400	Более 3800
4. Восточный склон Чаткальского хр., южный склон Атойнакского хр., западный склон Ферганского хр.					
1	50	Менее 700	9	500	2400–2700
2	70	700–900	10	600	2700–2900
3	100	900–1100	11	700	2900–3100
4	150	1100–1400	12	800	3100–3200
5	200	1400–1700	13	900	3200–3300
6	250	1700–1900	14	1000	3300–3400
7	300	1900–2100	15	1100	Выше 3400
8	400	2100–2400			
5. Пскемский хр., Сандалашский хр., западный склон Чаткальского хр.					
5	200	Ниже 1200	11	700	2900–3100
6	250	1200–1600	12	800	3100–3200
7	300	1600–2100	13	900	3200–3300
8	400	2100–2500	14	1000	3300–3400
9	500	2500–2700	15	1100	Выше 3400
10	600	2700–2900			
6. Северный склон Туркестанского и Алайского хр.					
1	50	До 1400	6	250	3200–3400
2	70	1400–2000	7	300	3400–3600
3	100	2000–2500	8	400	3600–3900

1	2	3	4	5	6
4	150	2500–2900	9	500	3900–4100
1	2	3	4	5	6
5	200	2900–3200	10	600	Выше 4100
7. Стык Ферганского и Алайского хр. (переходная зона бассейнов рек Каракульджа-Тар)					
1	50	До 1300	6	250	2700–2900
2	70	1300–1700	7	300	2900–3100
3	100	1700–2100	8	400	3100–3400
4	150	2100–2400	9	500	3400–3600
5	200	2400–2700	10	600	Выше 3600
8. Южный склон Алайского хр., северный склон Заалайского хр. (горное обрамление Алайской впадины)					
3	100	Ниже 3100	7	300	4100–4300
4	150	3100–3600	8	400	4300–4500
5	200	3600–3900	9	500	Выше 4500
6	250	3900–4100			
9. Горное обрамление Токтогульской и Тогуз-Тороусской впадин					
3	100	Ниже 1100	8	400	2400–2700
4	150	1100–1700	9	500	2700–2900
5	200	1700–2100	10	600	2900–3200
6	250	2100–2300	11	700	3200–3400
7	300	2300–2400	12	800	Выше 3400
10. Горное обрамление Джумгалской, Кочкорской, Каракуджурской впадин					
1	50	Ниже 2400	5	200	3400–3700
2	70	2400–2800	6	250	3700–3900
3	100	2800–3100	7	300	Выше 3900
4	150	3100–3400			
11. Горное обрамление Сусамыро-Каракольской впадины					
4	150	2000–2400	8	400	3000–3100
5	200	2400–2700	9	500	3100–3200
6	250	2700–2900	10	600	3200–3400
7	300	2900–3000	11	700	Выше 3400
12. Горное обрамление Алабугинской, Средне-Нарынской и Атбаши-Каракуюнской впадин					
2	70	Ниже 2200	5	200	3100–3400
3	100	2200–2700	6	250	3400–3600
4	150	2700–3100	7	300	Выше 3600
13. Горное обрамление Арпинской, Верхне-Нарынской, Сары-Джазской (р.Койлю и севернее) впадин, Тарагайские, Арабельские и Кумторские сырты					
1	50	Ниже 2800	5	200	3900–4100
2	70	2800–3100	6	250	4100–4400
3	100	3100–3500	7	300	Выше 4400
4	150	3500–3900			
14. Горное обрамление Чатыркульской, Аксайской и Ак-Шийракской впадин, хребты Центрального Тянь-Шаня					
1	50	Ниже 3700	5	200	4700–4900
2	70	3700–4000	6	250	4900–5100
3	100	4000–4400	7	300	Выше 5100

1	2	3	4	5	6
4	150	4400–4700			
15. Горное обрамление западной части Иссык-Кульской впадины					
1	50	Ниже 2600	5	200	3300–3600
2	70	2600–2800	6	250	3600–3900
3	100	2800–3000	7	300	Выше 3900
4	150	3000–3300			
16. Горное обрамление центральной части Иссык-Кульской впадины					
1	50	Ниже 2000	5	200	3300–3600
2	70	2000–2500	6	250	3600–3900
3	100	2500–3000	7	300	Выше 3900
4	150	3000–3300			
17. Горное обрамление восточной части Иссык-Кульской впадины					
3	100	Ниже 1800	7	300	2700–3000
4	150	1800–2100	8	400	3000–3600
5	200	2100–2400	9	500	Выше 3600
6	250	2400–2700			

Арпинской, Сары-Джазской, Чатыркульской, Ак-Сайской, Ак-Шийракской впадин, Тарагайских, Арабельских и Кум-Торских сыртов, хребты Центрального Тянь-Шаня, а также хребты западной и центральной частей Иссык-Кульской котловины.

2. К областям с умеренными снеговыми нагрузками, где S_0 максимальное на высотах 3,5–4 км соответствует 8–9 снеговым районам (400–500 кг/м²) относятся: горное обрамление Чон-Кеминской, Таласской, Алайской впадин и восточной части Иссык-Кульской котловины.

3. Области с большими нагрузками, где S_0 максимальное на высотах 3,5–4 км достигает 10–12 районов (600–800 кг/м²) включают: северный склон Киргизского хребта, северные склоны Алайского и Туркестанского хребтов, включая стык Ферганского и Алайского хребтов (бассейны рек Кара-Кульджа–Тар), горное обрамление Токтогульской, Тогуз-Тороусской и Сусамыро-Каракольской впадин.

4. Области с очень большими снеговыми нагрузками, где S_0 на высотах 3,5–4 км достигает самых высоких значений (13–15 снеговых районов с S_0 до 900–1100 кг/м²) относятся: горное обрамление Чаткальской и Сандалашской впадин, северное и восточное горное обрамление Ферганской впадины, представленное восточным склоном Чаткальского хр., южным склоном Атойнакского хр. и западным склоном Ферганского хр. (до Гребня Узгенского хребта-отрога на юге).

Конечно, надо помнить, что в каждой из перечисленных групп областей есть области с более низкими снеговыми районами, так как дифференциация произведена по наивысшему наблюдающемуся в них снеговому району.

Важно отметить, что для группы субмеридиональных хребтов Юго-Западной климатической провинции Кыргызстана верхняя граница первого снегового района ($S_0 = 50$ кг/м²) лежит на высоте $z = 700$ м. С увеличением высоты (таблица 4.24) снеговые нагрузки быстро увеличиваются, так что 4 район ($S_0 = 150$ кг/м²) занимает высоты 1100–1400 м, а с высот 3400 м располагается наивысший для Тянь-Шаня 15 – район ($S_0 = 1100$ кг/м²). Напротив, для юга Внутреннего Тянь-Шаня и хребтов Центрального Тянь-Шаня, первый снеговой район имеет очень высокую верхнюю границу – 3700 м. Дальнейшее увеличение S_0 с высотой идет медленно, так что 4 – район ($S_0 = 150$ кг/м²) занимает диапазон высот 3000–3300 м, а самый максимальный здесь 7 – район ($S_0 = 300$ кг/м²) находится на высотах более 5100 м.

Следует еще раз подчеркнуть, что предложенное на карте территориальное распределение снеговых нагрузок соответствует гипотетически ровному склону и не отражает возможных резких изменений крутизны склонов, обрывы, скальные выходы, места надува-сдува снега и другие детали местной орографии, что пока лежит за пределами возможностей климатических карт.

4.5.3 Аналитические высотные зависимости максимальных в году снеговых нагрузок и водозапаса снежного покрова для различных хребтов Кыргызстана

Найденные первоначально графически высотные зависимости нормативных снеговых нагрузок S_0 были затем аппроксимированы с помощью метода наименьших квадратов аналитическими зависимостями. Оказалось, что наилучшим приближением для них является экспоненциальная аппроксимация. В таблице 4.24 представлен перечень склонов из 17 хребтов и их групп по таблице 4.23, для каждого из которых приведены: а) полученная высотная формула для S_0 , б) диапазон области высот применимости оценочной формулы, в) рассчитанные по оценочной формуле значения S_0 мм (кг/м²) на предельных для нее высотах (диапазон значений). Они описывают всю территорию Кыргызстана и являются универсальными, удобными для практического использования моделями распределений водозапаса снежного покрова и снеговых нагрузок на склонах хребтов, имеющих различные высоты, орографическое строение и расположение.

Как видно, все зависимости, кроме одной, имеют экспоненциальный характер, что говорит о быстром, хотя и существенно различном в разных районах, возрастании S с высотой. В качестве примера на рисунке 4.11 показан вид графиков S_0 для северного склона Киргизского хребта и восточного склона Чаткальского хребта, юго-западных склонов Атойнакского и Ферганского хребтов (зависимости 1 и 4 по таблице 4.13), где водозапас в гребневых зонах на высотах около 3,5 км достигает соответственно 600 и 1100 мм (кг/м²).

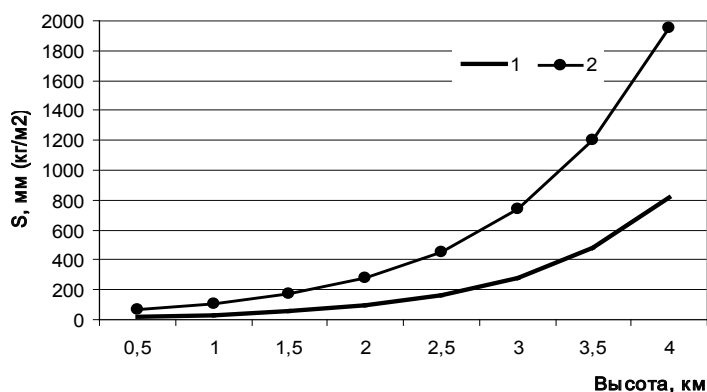


Рисунок 4.11 – Вид графиков высотных зависимостей S_0 для северного склона Киргизского хребта (1) и восточного склона Чаткальского хребта, юго-западных склонов Атойнакского и Ферганского хребтов (2)

До сих пор речь шла о водозапасае (снеговой нагрузке), определяемой как среднее значение из годовых максимумов. Практическое применение результатов сделанного анализа можно существенно расширить, если найти вероятностные оценки этих характеристик, например, вероятных 1 раз в 5, 10 и 20 лет (S_5 , S_{10} и S_{20}). Для этого данные эмпирических распределений годовых максимумов водозапаса 198 станций и постов

Таблица 4.24 – Формулы высотных зависимостей средних годовых максимумов водозапаса снежного покрова S_0 мм (кг/м²) для склонов хребтов Кыргызстана (согласно таблице 4.21)

№	Хребты (район) по таблице 4.2	Оценочная формула (Z , км)	Область высот, км	Значение S_0 на предельных Z
1	Северный склон Кыргызского хребта	$S_0 = 11,573 e^{1,063Z}$	0,7–4	24–814
2	Горное обрамление Чон-Кеминской впадины	$S_0 = 3,324 e^{1,216Z}$	1,5–4	21–431
3	Горное обрамление Таласской впадины	$S_0 = 11,923 e^{0,878Z}$	1,2–4	34–400
4	Восточный склон Чаткальского хребта, юго-западные склоны Атойнакского и Ферганского хр.	$S_0 = 40,410 e^{0,969Z}$	0,7–4	80–1949
5	Пскемский хребет, Сандалашский хребет, западный склон Чаткальского хребта	$S_0 = 78,596 e^{0,743Z}$	1–4	200–1538
6	Северные склоны Туркестанского и Алайского хребта	$S_0 = 14,443 e^{0,877Z}$	1–5	35–1161
7	Стык Ферганского и Алайского хребтов (бассейны рек Кара-Кульджа – Тар)	$S_0 = 15,929 e^{0,985Z}$	1–4,5	47–1339
8	Южный склон Алайского хребта, северный склон Заалайского хребта (обрамление Алайской впадины)	$S_0 = 5,478 e^{0,969Z}$	2,5–5	62–695
9	Горные обрамления Токтогульской и Тогуз-Тороусской впадин	$S_0 = 42,309 e^{0,853Z}$	0,8–4	84–1285
10	Горные обрамления Джумгалской, Кочкорской и Каракуджурской впадин	$S_0 = 5,074 e^{1,026Z}$	1,5–4	24–514
11	Горные обрамления Сусамырской Каракольской впадин	$S_0 = 7,931 e^{1,282Z}$	2–4	103–1337
12	Горные обрамления Алабугинской, Средне-Нарынской и Атбаш-Каракуюнской впадин	$S_0 = 13,275 e^{0,838Z}$	1,5–4	47–379
13	Горные обрамления Арпинской, Верхнее-Нарынской, Сары-Джазской (севернее р. Койлю) впадин, Тарагайские, Арабельские и Кумторские сырты	$S_0 = 4,121 e^{0,960Z}$	2,5–4,5	46–310
14	Горные обрамления Чатыркульской, Ак-Сайской и Акширакской впадин, хребты Центрального Тянь-Шаня	$S_0 = 0,941 e^{1,117Z}$	3–5,5	27–437
15	Горные обрамления западной части Иссык-Кульской котловины	$S_0 = 166,3 Z - 374$	2,5–4	41–291
16	Горные обрамления центральной части Иссык-Кульской котловины	$S_0 = 11,593 e^{0,811Z}$	1,6–4	43–297
17	Горные обрамления восточной части Иссык-Кульской котловины	$S_0 = 38,131 e^{0,697Z}$	1,6–4	116–619

были аппроксимированы экспоненциальным законом, а затем рассчитаны по каждому пункту значения S_5 , S_{10} и S_{20} . По этим данным по методу наименьших квадратов найдены соответствующие уравнения регрессий (связи) между S_5 , S_{10} , S_{20} и S_0 , уравнения которых приведены в таблице 4.25. В этих формулах последние слагаемые со знаком «+» – есть среднеквадратические ошибки уравнений регрессий (мм, кг/м²). Как видно, значения

ошибок находятся в пределах 7...49 мм (кг/м²), т. е. формулы имеют вполне приемлемую точность для многих практических приложений. Зная нормативные значения S_0 по ним легко можно получить вероятностные оценки с повторяемостью 1 раз в 5, 10 и 20 лет. Так, например, значение нагрузок, вероятных 1 раз в 20 лет (S_{20}) примерно в два раза больше, чем сами S_0 . Исключение составляет Иссык-Кульская котловина, где кратность равна 1,7.

Таблица 4.25 – Формулы связи значений S_5 , S_{10} , S_{20} и S_0 для различных климатических областей Кыргызстана

Северо-Западный и Северный Кыргызстан	Юго-Западный и Западный Кыргызстан
$S_5=1,30S_0+7+-7$	$S_5=1,41S_0+6+-22$
$S_{10}=1,64S_0+12+-11$	$S_{10}=1,66S_0+24+-37$
$S_{20}=1,91S_0+20+-16$	$S_{20}=1,92S_0+39+-49$
Иссык-Кульская котловина	Внутренний Тянь-Шань
$S_5=1,17S_0+17+-13$	$S_5=1,34S_0+8+-15$
$S_{10}=1,42S_0+26+-17$	$S_{10}=1,66S_0+13+-26$
$S_{20}=1,67S_0+39+-39$	$S_{20}=1,97S_0+19+-41$

Важными характеристиками режима S являются также плотность снега ρ и высота снежного покрова h , наблюдаемые на момент возникновения максимального S_0 году. В САНИИ [23] для плотности слежавшегося к концу зимы снега, что физически близко соответствует условию максимального S_0 в году, получена оценочная формула:

$$\rho = 0,075h^{0,30} + 0,032, \quad (4.68)$$

где ρ , г/см³, h , см.

Используя формулу (4.68), можно установить функциональную оценочную зависимость S от h :

$$S = 0,75h^{1,3} + 0,32h, \quad (4.69)$$

где S , мм (кг/м²), h , см.

Так, например, для $h=100$ см получим: $\rho=33$ г/см³, $S=331$ кг/м², а для $h=300$ см – $\rho=45$ г/см³, $S=1341$ кг/м².

Следует заметить, что при дистанционных вертолетных наблюдениях делаются отсчеты только высоты снега h , а значения водозапаса S рассчитываются по (4.69), используя значения ρ , полученное на наземных снегопунктах в этом районе или, более грубо, по усредненной формуле (4.68).

Приведенные выше результаты являются наиболее полным обобщением данных о режиме максимальных водозапасах и снеговых нагрузок на территории Кыргызстана. Они рекомендуются нами к практическому использованию для решения самых различных прикладных задач, где требуется учет этих характеристик климата.

4.6 Высотные зависимости вероятностных значений максимальных скоростей ветра и гололедных отложений

Пожалуй, максимальные скорости ветра и гололедные отложения, вызывающие опасные нагрузки на сооружения, являются одними из самых изменчивых в пространстве метеорологических величин, очень сильно зависящих от макро-, мезо- и микрорельефных условий местности. Именно для оценки их высотных зависимостей в горных районах первоначально была разработана модель климатической типизации по учету рельефных условий, рассмотренная в разделе 4.1. В настоящем разделе рассматривается

пример реализации этой модели при нахождении высотных зависимостей нормативных скоростей ветра и гололедных отложений для гор Средней Азии, выполненный под руководством автора для задач проектирования, строительства и эксплуатации ЛЭП в этом регионе [35]. Это, несомненно, самый сложный пример выявления высотных климатических зависимостей в горах в «чистом» виде.

4.6.1 Нормативные скорости ветра и гололедные отложения. Гололедно-ветровые съемки малоизученных горных районов

Сильные ветры и необходимость учета ветровых нагрузок на сооружения. Все технические сооружения (здания, высоковольтные линии электропередачи, мачты, башни антенные системы и др.), согласно Строительных норм и правил – СНиП [13, 35, 36, 41, 47, 60], рассчитываются на максимальные скорости ветра и гололедные отложения, вероятные 1 раз в 5, 10, 15 или 25 лет в зависимости от требуемой надежности сооружений. Особо жесткие требования предъявляются к расчету атомных станций – они рассчитываются на максимальную скорость ветра, возможную 1 раз в 10000 лет [60]. Таким образом, недостаточно знать просто значения максимальных зарегистрированных на метеостанциях скоростей и гололедных осадков, а необходимо определить указанные их расчетные вероятностные характеристики согласно требований СНиП [41, 47].

Опасные гололедные отложения и необходимость учета гололедных нагрузок на сооружения. Гололедные отложения осаждаются на элементы конструкций из *переносимых ветром* переохлажденных капель туманов, опустившихся низких облаков или облаков, накрывающих склон [13, 36]. Более редко это может быть переохлажденный дождь при слабо отрицательных температурах. Гололедные отложения могут иметь вид гололеда с плотностью около $0,9 \text{ г/см}^3$, плотной снеговидной изморози с плотностью порядка $0,1\text{--}0,3 \text{ г/см}^3$, налипающего мокрого снега (такой же плотности), кристаллической изморози (малой плотности – $0,05 \text{ г/см}^3$ и поэтому не опасного малого веса), а также их чередующихся слоев, т. е. смесей различных осадков, возникающих при меняющихся погодных условиях. Переносясь горизонтально ветром, переохлажденные капли остаются жидкими при температурах воздуха от нуля до -10 (-15)°C. Но при соприкосновении с любым предметом (элементы конструкций, самолет, деревья и др.) они мгновенно замерзают, давая отложения различной плотности. Чем больше скорость ветра, тем большее число капель осядет на конструкциях в единицу времени, тем больше будет гололедное отложение. Дополнительное прямое воздействие сильного ветра, вызывающее горизонтальную ветровую нагрузку на обледенелые конструкции с повышенным за счет отложений сечением, приводит к особо опасным совместным гололедно-ветровым нагрузкам на сооружения и их возможным разрушениям. На рисунках 4.12 и 4.13 показаны примеры больших отложений плотной изморози, зарегистрированные в гребневой зоне хребтов и создавших очень опасные гололедные нагрузки [36].

Гололедные нагрузки, согласно СНиП, рассчитываются на максимальные по массе осадков отложения, возможные 1 раз в 5, 10, 15 или 25 лет в зависимости от их требуемой надежности. В качестве *нормативного параметра* гололедной нагрузки принимается максимальная масса гололедного осадка P_{10} (кг/м), приходящаяся на 1 м длины провода (имеющего диаметр 10 мм и высоту подвеса 10 м над земной поверхностью), которая наблюдается в данной местности с повторяемостью 1 раз в 10 лет. Исторически сложилось так, что эта норма выражается также и в толщине образующейся на проводе стенки эквивалентного гололеда b_{10} (мм) с плотностью $0,9 \text{ г/см}^3$, приведенного к высоте провода 10 м и его диаметру 1 см.

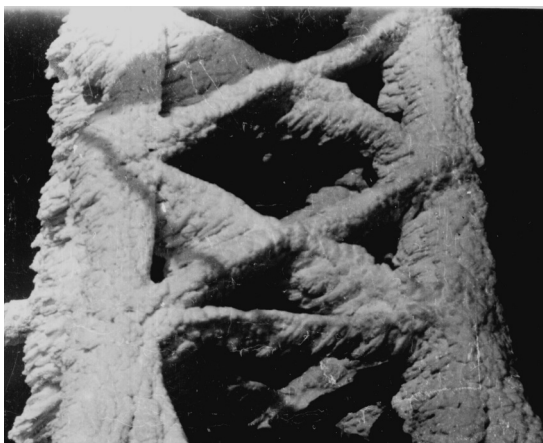


Рисунок 4.12 – Фото отложения плотной изморози на опоре ВЛ – 220 кВ (масса осадка около 20 кг/м, Тянь-Шань)



Рисунок 4.13 – Фото отложения плотной изморози на тросе опытного пролета (масса осадка 35 кг/м, Урал)

Недостаточная освещенность метеостанциями гребневой зоны и склонов хребтов. Гололедно-ветровые съемки. Метеостанции Кыргызстана и Средней Азии в целом расположены так [35, 36], что ими совершенно не освещаются орографически открытые участки водораздельных гребней хребтов различных порядков (основные и боковые водоразделы), несмотря на то, что максимальные высоты расположения станций могут достигать значительных высот – 3,61 км (МС Тянь-Шань) и даже 4,17 км (МС Ледник Федченко, Памир). Но именно для орографически открытых участков водораздельных гребней характерны высокие скорости ветра и большие гололедные отложения. В таблице 4.26 показаны типизированные условия расположения метеорологической сети таких горных областей как Тянь-Шань, Памир, Урал и Сахалин. Видно, что подавляющая часть станций (70–90 %) располагается в низкогорных зонах подгорных равнин или в защищенных со всех сторон горными хребтами днищах низкогорных, среднегорных и высокогорных долин, котловин или впадин. До 25 % станций находятся в узких и извилистых склоновых долинах и ущельях, в которых чаще всего проходят магистральные автодороги. Эти склоново-долинные станции обычно еще сильнее, чем котловинные, защищены высокими (до 1–2 км и более) бортами боковых водоразделов. Примером таких станций на Тянь-Шане являются МС Байтык (1,58 км), МС Альплагерь (2,10 км) и МС Ала-Арча (2,945 км в 6 км от одноименного перевала, закрыта). Все эти три станции располагались в узкой и извилистой с высокими бортами долине (ущелье) р. Ала-Арча на северном склоне Киргизского хребта.

Таблица 4.26 – Число метеостанций (%), расположенных в различных орографических условиях на территории Тянь-Шаня, Памира, Урала и Сахалина [35, 36]

Тип орографического расположения	Тянь-Шань	Памир	Урал	Сахалин
1. Подгорные равнины (побережье моря)	31	34	62	76
2. Межгорные впадины	39	36	26	18
3 Узкие склоновые долины	24	25	10	6
4. Перевалы	6	5	2	6

Буквально единичные перевальные станции, такие как МС Долон на Тянь-Шане (3,03 км), Анзобский перевал (3,37 км, Памир) и Шахристанский перевал (3,14 км Памиро-Алай) также являются орографически защищенными, так как «утоплены в рельеф»

и находятся на седловинных перевалах, представляющих собой существенно пониженные участки гребневой линии хребтов, имеющих средние высоты 4–4,5 км. Поэтому их данные в отношении сильных ветров и гололедных отложений являются полностью (МС Долон, МС Шахристанский перевал) или частично (МС Анзобский перевал) непоказательными. Конечно, надо помнить, что они обслуживают магистральные автодороги, проходящие через эти относительно доступные перевалы, и, в этом плане, их значение велико.

Все же в Средней Азии есть две низкогорные перевальные станции, находящиеся на низких внешних хребтах в зонах развитых здесь местных штормовых ветров, которые расположены орографически открыто и поэтому отмечающие высокие скорости ветра. На Тянь-Шане это МС Курдай (1,115 км), расположенная на низкогорном плато Чу-Илийских гор, и находящаяся еще ниже на низкогорном плато хребта Нуратау в Узбекистане МС Джизакский перевал (0,735 км).

Такой характер положения метеостанций характерен не только для Кыргызстана и Средней Азии, но и для стран СНГ в целом. Поэтому для орографически открытых высокогорных зон невозможно даже сделать какие-либо аналоговые оценки значений максимальных скоростей и гололедных отложений для открытых участков склонов хребтов (как отмечалось, для низкогорных зон имеются две названные метеостанции). В то же время, например, задачи строительства ЛЭП от Токтогульской ГЭС, Нурекской ГЭС и других строящихся горных электростанций настоятельно требовали решения этого вопроса. Это объясняется тем обстоятельством, что при пересечении горных цепей высоковольтными ЛЭП, подъем и спуск по их склонам технически часто весьма желательно выполнять именно по открытым боковым водоразделам, наиболее удобным для их строительства. В узких и извилистых ущельях оно сильно затрудняется из-за стесненности, извилистости ущелий, приводя к «вынужденной» расстановке опор с неизбежным увеличением числа дорогих угловых и анкерных опор.

Чтобы восполнить почти полный пробел в наличии исходных ветровых и гололедных данных для открытых водоразделов высоких хребтов под руководством автора в течение 1964–1980 гг. в горных районах Тянь-Шаня, Памира и Копет-Дага были проведены специальные гололедно-ветровые съемки на не освещенных участках гребней и склонов хребтов. Сведения о методике таких наблюдений и их статистической обработке можно найти в работах [35]. Излагаемые ниже результаты почти исключительно основываются на данных этих экспедиционных съемок. Всего за 25 лет (экспедиции проводились ежегодно в зимний период года) были проведены ветровые съемки в 39 экспедиционных пунктах и в 42 гололедных пунктах, основная часть которых располагалась в гребневой зоне хребтов. Здесь речь идет о тех пунктах, где удалось не только организовать наблюдения, но и получить по объему и качеству такой материал, который позволил сделать оценки максимальных скоростей и гололедных осадков, вероятных 1 раз в 10 лет. Физически пунктов наблюдений было больше, но по части из них полученный материал не удалось использовать вследствие наблюдавшихся на них во время экспедиций малых скоростей ветра (менее 10 м/с) и малых гололедных отложений или даже их отсутствия.

4.6.2 Высотные зависимости вероятных максимальных скоростей ветра и гололедных отложений в приведенных высотах

При построении осредненных высотных зависимостей нормативных скоростей ветра и гололедных осадков, соответствующих высоте подвеса провода 10 м и его диа-

метру 1 см, которые наблюдаются с вероятностью 1 раз в 10 лет, – V_{10} и b_{10} – следует исходить из применения модели климатической типизации горной страны в ее полном объеме, строя такие высотные зависимости для участков, обладающих единством макро-, мезо- и микрорельефных условий. Только в этом случае удастся реально установить эти зависимости, так как скорости ветра и гололедные осадки очень сильно зависят от макро- мезо- и микрорельефа одновременно. Например, для периферийных хребтов Тянь-Шаня их надо строить для типа 2-5В-3 (рисунок 4.2 – незащищенные водораздельные участки склонов и гребней основных хребтов с относительными высотами гребней 300 м и выше). Однако здесь мы сталкиваемся с очень большим дефицитом исходных данных (имея даже результаты гололедно-ветровых съемок), а чаще с их полным отсутствием.

Как правило, в этих случаях неизбежно приходится прибегать к разумным обобщениям для объединения малочисленных исходных данных и построению высотных зависимостей для групп однородных по климатическим условиям участков склонов, а также к необходимости перехода к преобразованным «приведенным» высотам для построения высотных зависимостей [35, 36].

Наша попытка получить высотные зависимости $V_{10}(z)$ и $b_{10}(z)$ в абсолютных z или относительных Δz (относительно подножий) высотах для Кыргызстана положительных результатов не дала, т. к. z и Δz исключительно сильно меняются для различных хребтов одной и той же провинции горной страны. Например, средняя высота гребневой линии Киргизского хребта (южный борт Чуйской долины) составляет 4,2 км с высотой подножья, меняющейся в пределах 600–1200 м. В то же время, средняя высота гор Кендыктас с Чу-Илийскими горами (северный борт Чуйской долины) понижается с востока на запад от 3 до 1 км и менее, а высота подножья понижается от 1000 до 600–500 м и менее.

Решение было получено при переходе к приведенным (термин наш) безразмерным высотам z_{np} :

$$z_{np} = \frac{\Delta z}{\Delta z_{гр}} = \frac{z - z_{(подножья)}}{z_{(гребня)} - z_{(подножья)}}, \quad (4.70)$$

где z – абсолютная высота точки склона, а $z_{подножья}$ и $z_{гребня}$ – средние значения высот подножья и гребневой линии хребта, определенные по картам М 1:500 000 и крупнее для достаточно протяженных участков склонов не менее нескольких десятков км.

В этом случае для хребта любой абсолютной высоты, для его подножья $z_{np} = 0$, а для гребня $z_{np} = 1$. Очевидно также, что всегда для середины склона $z_{np} = 0,5$ и в целом приведенные высоты меняются в пределах $0 \leq z_{np} \leq 1$.

Это свойство приведенных высот дает возможность объединить имеющиеся исходные данные для всех орографически однородных, но разновысотных участков склонов различных хребтов. Пусть даже эти участки находятся в различных частях горной страны или даже в сопредельных горных странах. Например, на Тянь-Шане и Памире.

Однако чтобы использовать приведенные высоты при объединении данных о V_{10} и b_{10} , относящихся к различным разновысотным, но однородным в смысле макро-, мезо- и микрорельефных условий участкам склонов необходимо допустить выполнение двух условий: 1) примерное равенство значений V_{10} и b_{10} для подножий всех объединяемых хребтов (где $z_{np} = 0$); 2) примерное равенство значений V_{10} и b_{10} для их гребней (где $z_{np} = 1$). Как это не покажется на первый взгляд странным, такие допущения в первом приближении можно сделать не только в пределах одной горной страны, но, например, и для различных горных стран Азиатской территории бывшего СССР [35].

В таблице 4.27 в качестве примера приведена наша подборка данных о значениях V_{10} для пунктов, расположенных на вершинах и гребнях разновысотных (0,42–3,65 км) хребтов различных горных систем стран СНГ от Карпат до Сахалина. Построенный по

этим данным рисунок 4.14 дает наглядную картину того, что примерное равенство V_{10} для гребней разновысотных хребтов действительно имеет место, если, разумеется, речь идет об орографически незащищенных микрорельефом участках.

На рисунках 4.15 и 4.16 показаны обобщенные для гор Средней Азии [35, 36] высотные зависимости V_{10} и b_{10} , построенные в приведенных высотах совместно для типов 1-5В-3 и 2-5В-3 по климатической типизации, приведенной на рисунке 4.2, т. е. для орографически открытых склонов периферийных хребтов с относительными высотами гребней 300 м и более (относительно их подножий). Для этого использованы оценки скоростей и гололедных стенок, полученные при гололедно-ветровых съемках для незащищенных микрорельефом участков боковых и основных водоразделов внешних хребтов. Основная часть данных относится к экспедиционным пунктам, без которых бы вообще нельзя было говорить о построении высотных зависимостей, и только 10 точек соответствуют метеостанциям с различной степенью орографической защищенности.

Таблица 4.27 – Значения V_{10} (м/с) для орографически незащищенных микрорельефом пунктов на вершинах различных гор и хребтов (в последнем правом столбце указан тип исходных данных – метеостанция или экспедиционный пункт гололедно-ветровой съемки)

Станция или пункт	Горная страна	z, км	V_{10} , м/с	МС/экспедиция
1. Холмский перевал	Сахалинские горы	0,42	36-40	Эксп.
2. Мархотский перевал	Сев. Кавказ	0,44	55-60	МС
3. Полюдов камень	Урал	0,59	36	МС
4. Джизакский перевал	Памир	0,79	38	МС
5. Подсека (гора)	Сахалинские горы	1,0	43	Эксп.
6. Таганай (гора)	Урал	1,11	45	МС
7. Курдай перевал	Тянь-Шань	1,15	41	МС
8. Пожижевская	Карпаты	1,43	59	МС
9. Анзобский перевал	Памир	3,37	38	МС
10. Тюя-Ашу перевал	Тянь-Шань	3,56	43	Эксп.
11. Казбеги высокогорная	Кавказ	3,65	55	МС

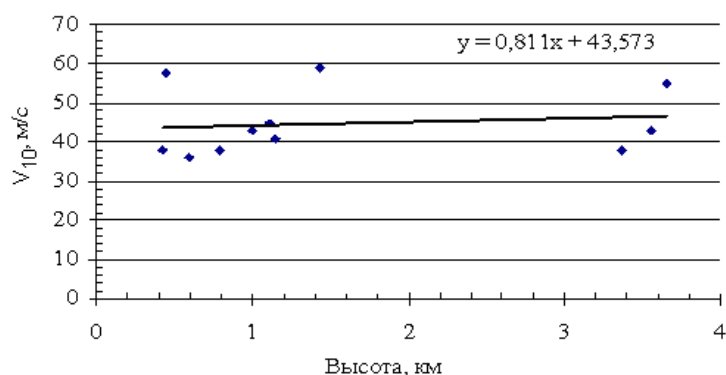


Рисунок 4.14 – График $V_{10}(z)$, построенный по данным таблицы 4.27 и характеризующий независимость V_{10} от высоты гребневой линии гор и высоты их подошвы для незащищенных микрорельефом участков гребневой линии

Прямые высотных зависимостей $V_{10}(z_{np})$ и $b_{10}(z_{np})$ на рисунках 4.15 и 4.16 проведены в области склонов как линейные огибающие опытных полей точек (z_{np}, V_{10}) и (z_{np}, b_{10}), т. е. отражают максимальный возможный фон V_{10} и b_{10} на различных высотах склонов. В области гребней хребтов они проходят медианным образом через опытное

поле точек. Разброс опытных точек на гребнях, где $z_{np}=1,0$, наиболее высок, что вполне естественно: 1) здесь было организовано наибольшее число экспедиционных пунктов, 2) здесь наиболее высоки возможные случайные колебания зарегистрированных максимальных скоростей при экспедициях, длящихся от 1 до 4 месяцев, 3) кроме того, невозможно было обеспечить при выборе пунктов съемок в различных районах полную идентичность их микрорельефной защищенности.

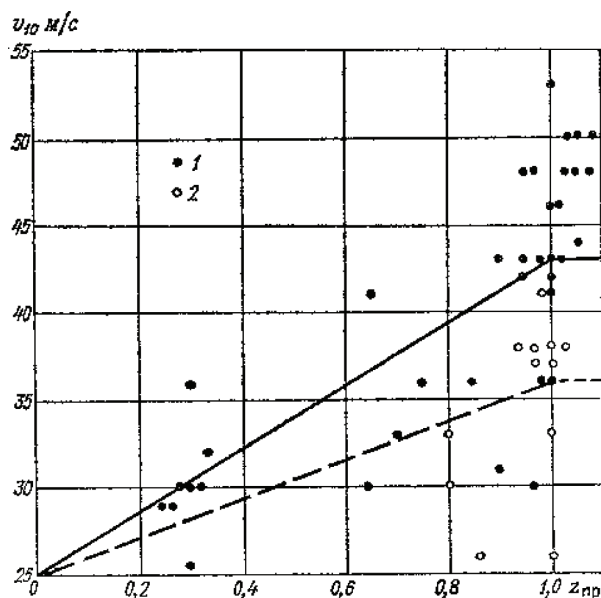


Рисунок 4.15 – Обобщенные фоновые зависимости максимальных скоростей ветра, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для гор и возвышенностей Средней Азии [35, 36]

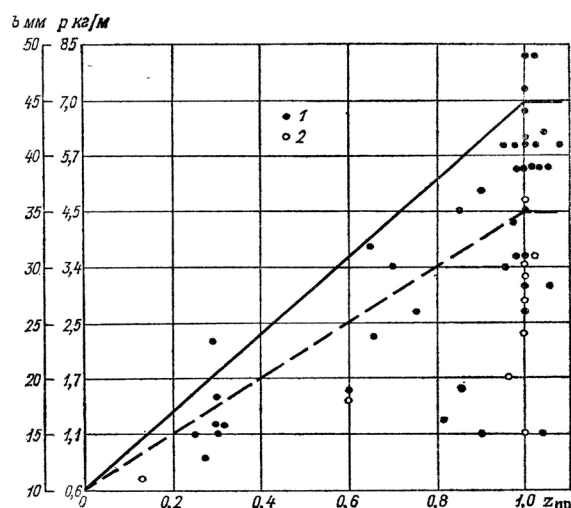


Рисунок 4.16 – Обобщенные фоновые зависимости максимальных масс (p , кг/м) и эквивалентных стенок (b , мм) гололедных осадков, вероятных один раз в 10 лет, от приведенной высоты места для гор и возвышенностей Средней Азии [35, 36]. Сплошная линия – для типов 1-5В-3 и 2-5В-3; штрихпунктирная – для типов 1-5В-4, 2-5В-4, 1-5Б-3 и 2-5Б-3; 1 – данные ветровых съемок, 2 – данные ГМС

На рисунках 4.15 и 4.16 отчетливо видно, что опытные поля точек занимают правый нижний угол графиков, так что их верхние огибающие идут по диагонали от $V_{10} = 25$ м/с при $z_{np} = 0$ (подножье), где они оцениваются надежно по данным метеостанций, к $V_{10} = 43$ м/с при $z_{np} = 1$ (гребень), где почти все опытные точки есть экспедиционные данные. Точно также $b_{10} = 10$ мм (0,6 кг/м) в зоне подножья и $b_{10} = 45$ мм (7 кг/м) в зоне гребня.

Таким образом, большой разброс экспедиционных оценок V_{10} и b_{10} на гребнях различных хребтов при таких масштабах обобщений является вполне естественным. Возможные неизбежные относительно высокие погрешности индивидуальных расчетных оценок V_{10} и b_{10} по данным таких кратковременных экспедиционных наблюдений в значительной мере компенсируются их массовостью, а также проведением экспедиционных наблюдений в различные годы на протяжении 25 лет и на различных хребтах разных горных систем.

Найденные высотные зависимости соответствуют максимальным скоростям и гололедным осадкам, вероятным 1 раз в 10 лет. Чтобы расширить возможности их практического применения были рассчитаны соотношения между ними и значениями, вероятными 1 раз в 5, 15 и 25 лет по данным около 300 метеостанций Средней Азии. Полученные уравнения имеют вид:

$$\begin{aligned} V_5 &= 0,88V_{10} + 1,0 \pm 0,8, \\ V_{15} &= 1,07V_{10} - 0,4 \pm 0,7, \end{aligned} \quad (4.71)$$

$$\begin{aligned} V_{25} &= 1,17V_{10} - 1,4 \pm 1,3, \\ b_5 &= 0,77b_{10} - 0,2 \pm 0,5, \\ b_{15} &= 1,13b_{10} + 0,5 \pm 0,6, \end{aligned} \quad (4.72)$$

$$b_{25} = 1,34b_{10} + 1,0 \pm 1,5.$$

Кроме того, между толщиной гололедной стенки b (см) при плотности осадка $0,9$ г/м³, и массой осадка p (кг/(м погонный)) имеет место соотношение

$$P = 0,283b \cdot (b+1). \quad (4.73)$$

В таблице 4.28 приведены рассчитанные по зависимостям (4.71)–(4.73) значения максимальных скоростей, гололедных стенок и соответствующих им масс гололедных осадков, с вероятностями наблюдения 1 раз в 5, 10, 15 и 25 лет, через каждые 0,1 приведенной высоты (по заданным нормативным значениям, снятым с зависимостей на рисунках 4.15 и 4.16).

Из этих данных следует, что нормативные скорости ветра (вероятные 1 раз в 10 лет) на орографически открытых участках склонов внешних хребтов Кыргызстана (Заилийский, Киргизский, Таласский, Пскемский, Чаткальский, Кураминский, Атайнокский, Ферганский, Алайский и Туркестанский) линейно увеличиваются с высотой места от 25 м/с в зоне подножий до 34 м/с в средней части склонов и 43 м/с в зоне их гребней, имеющих различные абсолютные высоты. Скорости ветра, вероятные 1 раз в 5 лет, увеличиваются по склону от подножий к гребню в диапазоне 22–38 м/с, вероятные 1 раз в 15 лет – в диапазоне 26–46 м/с, а вероятные 1 раз в 25 лет – в диапазоне 28–49 м/с.

Аналогично, стенки эквивалентного гололеда, вероятные 1 раз в 10 лет для перечисленных склонов внешних хребтов линейно увеличиваются с приведенной высотой от 0,6 см в зоне подножий до 2,7 см в средней части склонов и 4,3 см в зоне гребней хребтов. Для стенок, вероятных 1 раз в 5, 15 и 25 лет, диапазоны их роста по склонам от подножий к гребням хребтов соответственно составят – 0,3–3,3, 1,2–5,6 и 1,8–7,0 см.

Масса гололедных осадков увеличивается с ростом z_{np} по параболической зависимости (4.73) и соответственно составит: для $P_5 = 0,09$ –3,94, для $P_{10} = 0,27$ –7,0, для $P_{15} = 0,73$ –10,41 и для $P_{25} = 1,43$ –15,98 кг/м погонный.

Таблица 4.28 – Рассчитанные значения максимальных скоростей (м/с) и гололедных отложений (мм и кг/м погонный) различной вероятности на разных высотах – $z_{пр}$

Параметр	Приведенные высота – $z_{пр}$										
	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Максимальные скорости ветра (м/с) – высота 10 м, осреднение 10 мин											
V_5	22	24	25	26	28	30	32	33	34	36	38
V_{10}	25	27	28	30	32	34	36	37	39	41	43
V_{15}	26	28	30	32	34	36	38	39	41	43	46
V_{25}	28	30	31	34	36	38	41	42	44	47	49
Максимальные гололедные стенки (мм) – высота 10 м, диаметр провода 1 см, плотность 0,9											
b_5	0,3	0,9	1,1	1,3	1,6	1,9	2,2	2,5	2,7	3,0	3,3
b_{10}	0,6	1,4	1,7	2,0	2,4	2,7	3,1	3,5	3,8	4,1	4,5
b_{15}	1,2	2,1	2,4	2,8	3,2	3,6	4,0	4,5	4,8	5,1	5,6
b_{25}	1,8	2,9	3,3	3,7	4,2	4,6	5,2	5,7	6,1	6,5	7,0
Максимальная масса осадка (кг/ м погонный) – высота 10 м, диаметр провода 1 см											
P_5	0,09	0,47	0,66	0,89	1,23	1,53	1,97	2,47	2,87	3,31	3,94
P_{10}	0,27	0,95	1,30	1,70	2,31	2,83	3,60	4,46	5,16	5,92	7,00
P_{15}	0,73	1,82	2,34	2,94	3,83	4,57	5,67	6,88	7,86	8,91	10,41
P_{25}	1,43	3,15	3,97	4,87	6,22	7,34	8,98	10,77	12,23	13,77	15,98

Практический переход от приведенных высот к обычным абсолютным не представляет каких-либо трудностей, если по карте М 1: 500 000 и крупнее определены для исследуемого участка средние значения $z_{\text{подножья}}$ и $z_{\text{гребня}}$. Например, надо найти все расчетные скорости ветра для области склона заданного внешнего хребта с абсолютной высотой $z = 2,85$ км, если для него определены значения $z_{\text{подножья}} = 0,95$ км и $z_{\text{гребня}} = 4,1$ км. Находим по (4.70) значения $z_{пр} = (2,85 - 0,95) / (4,1 - 0,95) = 0,60$. По рисунку 4.16 или таблице 4.25 определяем для $z_{пр} = 0,60$ искомые расчетные скорости ветра: $V_5 = 32$, $V_{10} = 36$, $V_{15} = 38$ и $V_{25} = 41$ м/с.

По приведенным выше высотным зависимостям максимальных скоростей ветра и гололедных отложений запроектированы, построены и успешно эксплуатируются многие ЛЭП Средней Азии в том числе ЛЭП 500 кВ: Токтогульская ГЭС – Фрунзе, Токтогульская ГЭС – Андижан, Нурекская ГЭС – Самарканд и другие. Практически они использовались по Минэнерго СССР как нормативные решения для проектирования, строительства и эксплуатации ЛЭП всех классов напряжений [35].

4.7 Высотные зависимости климатических характеристик отопительного периода в Северном Кыргызстане

В этом разделе будут рассмотрены особенности режима температуры воздуха в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта (климатическая провинция – Северный Кыргызстан) преимущественно в холодный период года, включая вопросы продолжительности отопительного периода и его различных расчетных температур,

следуя нашей работе [32]. Важной особенностью режима температуры в этих районах до высот 1,5–2 км является развитие приземных и приподнятых инверсий, которые возникают ночью зимой и летом, нарушая высотную зональность ее распределения. Реже возникают антициклональные инверсии оседания на склонах. Причем зимой приземные инверсии часто не разрушаются даже днем и поэтому являются существенной составляющей климатических условий Северного Кыргызстана. Отметим, что развитие приземных инверсий в котловинных формах рельефа характерно и для других климатических областей Кыргызстана и вообще для всех горных систем Земли.

4.7.1 Режим температуры воздуха в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта

В таблице 4.26 для центральных месяцев сезонов и года приведена подборка климатических данных по метеостанциям [25, 52], позволяющая достаточно полно судить о температурных условиях на различных высотах в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта.

Очень важна для понимания особенностей климатического режима физическая интерпретация различных характеристик температур, приведенных в таблице 4.29:

- Тсред. – средние месячные и годовая температуры (хорошо понятный всем термин),
- Тср.мин – средняя из минимальных суточных температур для месяца (года), характеризующая средние за месяц (год) температуры конца ночи – раннего утра, когда в суточном ходе они минимальны (для года это значение не столь наглядно),
- Тср.абс мин – средняя из абсолютных минимальных для месяца (года) значений температур, характеризующая какие минимальные температуры наблюдаются в среднем каждый год в этом месяце,
- Табс. мин – абсолютный минимум температуры для месяца (года), отмеченный за весь период наблюдений (хорошо понятный всем термин),
- Тср. макс – средняя из максимальных суточных температур для месяца (года), характеризующая средние за месяц (год) температуры второй половины дня, когда в суточном ходе они максимальны (для года это значение не столь наглядно),
- Тср.абс. макс – средняя из абсолютных максимальных для месяца (года) значений температур, характеризующая какие максимальные температуры наблюдаются в среднем каждый год в этом месяце,
- Табс макс – абсолютный максимум температуры для месяца (года), отмеченный за весь период наблюдений (хорошо понятный всем термин).

Чуйская долина. Видно (таблица 4.29) [32], что в Бишкеке (0,76 км), а также в Токмаке и в остальных зонах подгорной равнины, кроме оси долины, средние годовые температуры воздуха около 10 °С. Самый холодный месяц в Бишкеке январь ($T_{\text{сред}} = -5$ °С), самый теплый июль ($T_{\text{сред}} = 24,4$ °С).

В январе в Бишкеке средняя минимальная ночная температура равна -9,6 °С, а средняя максимальная днем положительна, 1,4°С. Ежегодно в январе можно ожидать минимальных температур до -22 °С, а абсолютный минимум составляет зимой -38 °С. В то же время в январе ежегодно можно ожидать максимальных дневных температур до 11 °С, а абсолютный максимум составляет 19 °С. Таковы зимние температурные контрасты!

В июле в Бишкеке ночью $T_{\text{ср.мин}} = 17,2$ °С, а днем $T_{\text{ср. макс}} = 31,1$ °С. Ежегодно в июле можно ожидать $T_{\text{ср.абс. макс}} = 37$ °С, а абсолютный максимум $T_{\text{абс макс}} = 43$ °С. В результате, предел возможных колебаний температуры в году, т. е. амплитуда абсолютных максимальных и минимальных температур очень велика и равна 81 °С. Аналогичные ампли-

Таблица 4.29 – Характеристики температуры воздуха (°C) по метеорологическим станциям (климатические нормы по справочникам [32])

Станция (z, км), расположение	Месяц, год	T _{сред.}	Минимальная			Максимальная			Ампл. абсолют- ная.
			T _{ср.мин}	T _{ср.абс. мин}	T _{абс. мин}	T _{ср.макс}	T _{ср.абс. макс}	T _{абс макс}	
Чуйская (0,60), ось Чуйской долины	январь	-9,5	-15,1	-32	-46	-2,9	8	19	65
	апрель	11,5	4,3	-3	-39	18,8	29	35	74
	июль	23,7	14,5	9	5	32,4	39	44	49
	октябрь	9,0	1,2	-7	-16	18,4	29	34	50
	год	8,5	1,3	-33	-46	16,2	39	44	90
Бишкек (0,76), центральная зона Чуйской до- лины	январь	-5,0	-9,6	-22	-32	1,4	11	19	51
	апрель	11,7	6,1	-2	-12	17,8	28	35	47
	июль	24,4	17,2	12	8	31,1	37	43	35
	октябрь	10,5	4,5	-4	-13	17,5	27	34	47
	год	10,1	4,3	-25	-38	16,5	38	43	81
Токмак (0,82), восточная зона Чуйской до- лины	январь	-5,0	-9,6	-25	-37	1,7	11	18	56
	апрель	11,4	5,0	-3	-17	18,4	28	37	54
	июль	23,1	16,0	11	7	30,2	36	40	33
	октябрь	9,7	3,3	-5	-14	18,0	28	34	48
	год	9,7	3,6	-28	-37	16,9	37	40	77
Чон-Арык (1,10), подножье Киргизского хребта	январь	-3,9	-8,4	-19	-29	2,3	11	20	49
	апрель	9,8	4,9	-5	-15	15,1	25	31	46
	июль	21,8	15,6	10	7	27,7	34	39	32
	октябрь	9,0	3,9	-5	-13	15,2	25	31	44
	год	8,8	3,8	-22	-29	14,8	34	39	68
Байтык (1,58), нижняя зона склона Киргизского хребта	январь	-5,1	-9,4	-19	-30	1,0	10	16	46
	апрель	6,8	2,7	-6	-18	11,9	22	31	49
	июль	18,1	13,2	8	3	23,6	29	34	31
	октябрь	6,7	2,2	-7	-15	12,4	22	22	37
	год	6,3	1,9	-21	-30	12,0	30	34	64
Тюя-Ашу сев. (3,09), при- гребневая зона Киргизского хребта	январь	-11,6	-14,6	-22	-29	-8,3	-3	4	33
	апрель	-1,5	-4,9	-13	-24	2,4	7	12	36
	июль	8,6	4,8	0	-6	13,3	17	23	29
	октябрь	-1,0	-4,0	-12	-23	2,8	8	15	38
	год	-1,4	-4,8	-24	-31	2,6	18	25	56

туды января апреля, июля и октября соответственно равны 51, 35, 47 и 47 °C. Это очень высокие значения, свидетельствующие о резко континентальном климате Бишкека.

В нижней осевой части Чуйской долины, где расположена МС Чуйская (0,60 км), степень континентальности климата еще более высокая: абсолютная годовая амплитуда здесь почти на 10 °C больше, чем в Бишкеке, и равна 90 °C. Абсолютные месячные амплитуды так же больше, особенно для января и апреля, и составляют: январь 65 °C, апрель 74 °C, июль 49 °C и октябрь 50 °C. Причиной, как уже отмечалось, является то, что во все сезоны года, но особенно зимой воздух, охлаждаясь в приземном слое над склонами Киргизского хребта, стекает в эту пониженную часть долины, и здесь дополнительно выхолаживается за счет ночного излучения при слабом вертикальном перемешивании приземного слоя. В результате, во все сезоны года возникают ночные склоновые инверсии температуры (ее повышение с высотой), которые зимой обычно

сохраняются весь день, разрушаясь только в своем нижнем слое. Характеристики таких инверсий будут приведены ниже в п. 4.7.2, где рассматриваются продолжительность и температуры отопительного периода.

Инверсионное распределение температуры зимой хорошо видно по средним месячным и всем минимальным температурам вплоть до высот МС Байтык (1,58 км). Так, за счет инверсий в январе значения $T_{\text{сред}}$ повышаются от Чуйской (0,60 км) к Бишкеку (0,76 км) на 4,5 °С, а к Чон-Арыку (1,11 км) еще дополнительно на 1,1 °С. С высоты МС Байтык (1,58 км), температура начинает понижаться, оставаясь еще такой же, как в Бишкеке (-5,1 °С). Еще большая разница имеет место в характеристиках минимальных температур. Сравните для января: Чуйская – $T_{\text{ср.мин}} = -15,1$ °С, $T_{\text{ср. абс. мин}} = -32$ °С, $T_{\text{абс. мин}} = -46$ °С (как в Сибири); Бишкек – $T_{\text{ср.мин}} = -9,6$ °С, $T_{\text{ср. абс. мин}} = -22$ °С, $T_{\text{абс. мин}} = -32$ °С. Зимой на МС Чуйской холоднее и в поле максимальных температур, хотя и в меньшей степени.

В июле (и в целом летом) средняя месячная и минимальные температуры в Чуйской только немногим ниже, чем в Бишкек, зато максимальные, как и «положено» на ниже-лежащей станции, выше: Чуйская – $T_{\text{ср. макс}} = 32,4$ °С, $T_{\text{ср. абс. макс}} = 39$ °С, $T_{\text{абс. макс}} = 44$ °С; Бишкек – $T_{\text{ср. макс}} = 31,1$ °С, $T_{\text{ср. абс. макс}} = 37$ °С, $T_{\text{абс. макс}} = 43$ °С.

Таким образом, осевая зона Чуйской долины является наиболее континентальной ее частью с самыми резкими перепадами температур и поэтому наименее комфортна по этим условиям для проживания человека.

Таблица 4.30 – Расчетные значения температур воздуха (°С)
на различных высотах северного склона Киргизского хребта
(в последнем столбце дана средне квадратическая ошибка уравнения регрессии) [38]

Температура	Год, месяц	Высота, км							Ошибка
		1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	
Средняя	год	9,7	7,0	4,4	1,7	-1,0	-3,7	-6,4	0,5
	январь	-3,4	-5,4	-7,4	-9,4	-11,4	-13,4	-15,4	0,8
	июль	22,8	19,3	15,8	12,3	8,8	5,3	1,8	0,8
Средняя минимальная	январь	-8,0	-10,0	-11,2	-12,8	-14,4	-16,0	-17,5	1,1
	июль	16,8	13,6	10,4	7,2	3,9	0,7	-2,5	0,6
Сред. из абс. минимальных	январь	-18,9	-19,7	-20,5	-21,2	-22,0	-22,8	-23,6	0,6
	июль	10,6	8,0	5,4	2,8	0,2	-2,4	-5,0	1,5
Абсолютный минимум	январь	Нет высотной зависимости							
	июль	7,3	4,0	0,8	-2,5	-5,7	-8,9	-12,2	0,8
Средняя максимальная	январь	2,6	0,1	-2,4	-4,9	-7,4	-9,9	-12,5	0,8
	июль	28,2	24,5	20,9	17,2	13,6	9,9	6,3	0,9
Сред. из абс. максимальных	январь	12,1	8,7	5,4	2,0	-1,4	-4,8	-8,1	1,4
	июль	34,6	30,4	26,2	22,0	17,7	13,5	9,3	0,9
Абсолютный максимум	январь	17,9	14,6	11,2	7,8	4,5	1,1	-2,3	2,1
	июль	38,9	35,1	31,2	27,4	23,6	19,7	15,9	0,8

В Токмаке (0,82 км), расположенном практически на тех же высотах, что и Бишкек, но в восточной части Чуйской долины температурный режим близок к режиму в Бишкеке, но летние температуры несколько ниже. Поэтому режим здесь является переходным от режима подгорной равнины к наиболее благоприятному режиму подножья и нижней части склонов Киргизского хребта. Последнее хорошо видно из аналогичного сравнения данных МС Чон-Арык (1,11 км подножье), МС Байтык (1,58 км нижняя зона склона) и МС Бишкек, не говоря уже о МС Чуйской. Зимние условия в зоне подножий и нижней части склонов гораздо мягче, без очень низких температур, а летние, напротив, не такие знойные. Например, абсолютная годовая амплитуда в Чон-Арыке равна

68 °С а в Байтыке 64 °С, что на 13 и 17 °С меньше, чем в Бишкеке. Эта зона по режиму температуры и, как будет показано в п. 4.7.3, по меньшей степени загрязненности воздуха, наиболее благоприятна для проживания человека.

Северный склон Киргизского хребта. Температурные характеристики *выше подножий склона* закономерно понижаются с высотой места. Для их оценки были использованы 8 разновысотных станций, работающих и работавших в разное время, которые расположены в склоновых долинах на высотах от 1,03 км до 3,09 км [25, 52], и, следовательно, не подвержены (или подвержены в малой степени) влиянию зимних инверсий температуры. По этим станциям методом наименьших квадратов были рассчитаны высотные зависимости (статистические регрессии) для всех видов температур для января и июля месяца (а для средних температур – и для года). Статистические погрешности этих уравнений малы и, как правило, составляют 0,5–1 °С. По найденным регрессиям определены значения температур до 4 км через каждые 0,5 км, которые приведены в таблице 4.30. Только для *абсолютных минимальных температур* высотная зависимость отсутствует, и для их оценки следует использовать данные станций таблицы 4.26. Данными таблицы 4.30 рекомендуется пользоваться непосредственно для определения зимних и летних температурных характеристик для северного склона Киргизского хребта.

Из них, например, видно, что средняя годовая температура понижается от 9,7 °С на высоте 1 км до -6,4 °С на высоте 4 км. В январе средняя температура в пределах этих высот понижается от -3,4 до -15,4 °С, а в июле от 22,8 до 1,8 °С. Средняя из абсолютных минимальных температур (возможный ежегодный минимум) от 1 к 4 км понижается в пределах: январь – от -18,9 до -23,6 °С; июль – от 10,6 до -5,0 °С. Для средних из абсолютных максимальных температур (возможный ежегодный максимум) аналогичные цифры равны: январь – от 12,1 до -8,1 °С; июль – от 34,6 до 9,3 °С.

4.7.2 Склоновые инверсии температуры по данным вертикального климатического разреза. Высотные зависимости длительности и расчетных температур отопительного периода

Для решения вопросов отопления жилых и производственных зданий используются 9 расчетных климатических показателей [13, 32, 48–50, 58]. Прежде всего, это даты начала – τ_n , конца – τ_k , и продолжительность отопительного периода – $\Delta\tau$. За даты начала и конца отопительного периода принимаются даты устойчивого перехода (не менее 3 суток подряд) среднесуточной температуры воздуха через 8 °С осенью в сторону ее понижения, а весной в сторону повышения. Остальные 6 характеристик – это различные расчетные температуры воздуха: средняя температура отопительного периода $t_{\Delta\tau}$; средняя температура наиболее холодной 15-процентной части отопительного периода – t_x ; $t_5(0,92)$ и $t_5(0,98)$ – температуры наиболее холодной 5-дневки с обеспеченностью 0,92 и 0,98; $t_1(0,92)$ и $t_1(0,98)$ – температуры наиболее холодных суток с обеспеченностью 0,92 и 0,98.

Характеристики склоновых инверсий температуры воздуха [32]. Чтобы найти оценки этих расчетных климатических параметров не только для Бишкека, но и всего северного склона Киргизского хребта необходимо сначала исследовать особенности инверсионного распределения зимних температур в днище долины и по склону хребта. Первой причиной таких инверсий (повышения температуры с высотой места) является сток воздуха, охлажденного над склонами хребта в днище Чуйской долины, и его последующее дополнительное выхолаживание в приземном слое за счет излучения земной поверхности при отсутствии интенсивного перемешивания при слабых ветрах и зати-

ших (радиационные инверсии). Вторая причина – это инверсии оседания, развивающиеся в центральных частях зимних антициклонов, когда верхние антициклональные инверсии опускаясь, могут достигать нижней части склонов и даже подножий хребтов. Только зная характеристики таких инверсий – частоту образования, мощность или толщину слоя инверсии – ΔH (м), ее величину (интенсивность) или перепад температур в слое с инверсией – $\Delta T^{\circ}\text{C}$ – можно решать все остальные вопросы.

Характеристики склоновых инверсий температуры в холодный период года определялись нами [32] по вертикальному климатическому разрезу (ВКР), представляющему собой специально подобранную сеть из 6 разновысотных станций (Чуйская – 596 м, Бишкек – 756 м, Чон-Арык – 1110 м, Байтык – 1579 м, Альплагерь – 2130 м и Тюя-Ашу сев. – 3090 м), располагавшихся меридионально от оси Чуйской долины до пригребневой зоны Киргизского хребта.

Регистрируемые вертикальным климатическим разрезом инверсии температуры разделялись на два класса: 1) нижние – когда они начинались от самой нижней МС Чуйской (596 м) или от Бишкека (756 м) и захватывали днище долины от 596 м (или 756 м), распространяясь до некоторого уровня на склоне хребта (это радиационные инверсии); 2) верхние – когда они начинались от МС Чон-Арык (подножье, 1110 м) или от МС Байтык (нижняя часть склона, 1578 м) и захватывали только вышележащий склон Киргизского хребта, не опускаясь в Чуйскую долину (это антициклональные инверсии оседания).

В таблице 4.31 приведены полученные нами по данным ВКР характеристики нижних и верхних инверсий для холодного полугодия и по трем его сезонам – осень, зима и весна.

Таблица 4.31 – Число случаев n , повторяемость p (%), мощность ΔH (м) и величина $\Delta T^{\circ}\text{C}$ нижних и верхних инверсий температуры по данным ВКР за 6 лет 1978–1984 гг. [32]

Время суток	Характеристики инверсий температуры							
	n	p (%),	ΔH (м)	$\Delta T^{\circ}\text{C}$	n	p (%),	ΔH (м)	$\Delta T^{\circ}\text{C}$
Холодный период в целом								
Нижние					Верхние			
Ночь	985	77,3	431	4,0	332	26,1	686	2,4
День	553	73,4	376	2,7	186	14,6	684	2,1
Осень								
Нижние					Верхние			
Ночь	293	80,1	436	3,9	106	29,0	675	2,3
День	130	35,5	305	2,3	50	13,7	672	1,8
Зима								
Нижние					Верхние			
Ночь	446	82,3	470	4,6	155	28,6	707	2,5
День	357	65,9	389	2,9	110	20,3	657	2,5
Весна								
Нижние					Верхние			
Ночь	246	67,2	363	2,7	71	19,4	634	2,0
День	66	18,0	272	2,2	26	7,1	664	1,3

Видно, что в среднем в холодный период года и ночью и даже днем повторяемость нижних инверсий очень высока – ночью $p=77,3$ %, а днем $p=73,4$ %. Эта повторяемость остается высокой во все сезоны и максимальна зимой (ночь 82,3 %, день 65,9 %), а минимальна весной (ночь 67,2, день 18,0 %).

Среднее значение мощности нижних инверсий в целом за холодный период года равно 431 м для ночи и почти такое же для дня 376 м. По сезонам она так же максимальна зимой ($\Delta H = 470$ м ночью и 389 м днем) и минимальна весной (363 м ночью и 272 м днем).

Средняя величина нижних инверсий за холодный период года составляет 4,0 °С ночью и 2,7 °С днем, являясь самой высокой зимой – $\Delta T = 4,6$ °С ночью и $\Delta T = 2,9$ °С днем и убывая весной до $\Delta T = 2,7$ °С ночью и $\Delta T = 2,2$ °С днем.

Верхние антициклональные инверсии уступают нижним по повторяемости (среднее для холодного полугодия $p = 26,1$ % ночью и 14,6 % днем) и величине (2,4 °С ночью и 2,1 °С днем), но превышают их по мощности, которая, как и следовало ожидать, не зависит от времени суток и составляет в среднем для холодного периода около 685 м.

С учетом этих необходимых данных по инверсиям температуры разработаны все приводимые ниже результаты по климатическим характеристикам отопительного периода.

Высотные зависимости начала-конца и продолжительности отопительного периода [32]. Исследования показали, что в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта даты начала (τ_n), конца (τ_k) и продолжительность ($\Delta\tau$, дни) отопительного сезона в зависимости от высоты места могут быть выражены статистическими регрессиями:

$$\tau_n = -17,93z + 96,4 \pm 4,0, \quad (4.74)$$

$$\tau_k = 26,90z + 11,9 \pm 2,7, \quad (4.75)$$

$$\Delta\tau = 47,01z + 125,4 \pm 5,8, \quad (4.76)$$

где высота z дана в км, значение τ_n взято от условной даты 01 августа (условный ноль отсчета); τ_k – от условной даты 01 марта, а слагаемые со знаком \pm в уравнениях есть их статистические ошибки.

Покажем порядок определения настоящих дат τ_n и τ_k на примере Бишкека, взяв высоту его метеостанции $z = 0,756$ км. Условные даты по (4.74) и (4.76) будут равны: $\tau_n = 83$, $\tau_k = 32$. Отсчитав 83 дня от 01.08, получим настоящую дату τ_n , соответствующую 22 октября. Аналогично, настоящей датой окончания периода отопления будет 01 апреля. Продолжительность отопительного сезона в днях определяется по (4.76) непосредственно. Так, для Бишкека имеем – $\Delta\tau = 161$ день, а на высотах 3 км $\Delta\tau$ составляет 267 дней.

Приведенные цифры имеют характер климатических средних (норм). В отдельные годы они несколько меняются в соответствии с конкретным ходом погод этого года, но возможные корректировки, как правило, составляют не более одной недели. Об этом же говорят и статистические погрешности уравнений, равные 3–6 дней.

Расчетные значения этих характеристик отопительного сезона до высот 3,5 км (через каждые 0,5 км) в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта приведены в таблице 4.32. Из нее видно, что даже в гребневой зоне Киргизского хребта (высота около 3,5 км) отопительный сезон еще длится менее года, всего 290 дней. Целых два

Таблица 4.32 – Расчетные значения климатических норм τ_n , τ_k и $\Delta\tau$ отопительного сезона

Норма	Высота, км						
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5
τ_n (условная дата)	85	79	70	61	52	43	34
τ_k (условная дата)	25	39	52	66	79	93	106
$\Delta\tau$ (дни)	149	173	196	220	243	267	290

летних месяца там можно обходиться без отопления. Данными этой таблицы можно пользоваться непосредственно для любых высот в пределах 3,5 км.

Высотные зависимости расчетных температур отопительного периода [32].

Для большинства населения знание расчетных температур отопительного периода представляет только познавательный интерес. Но в тех случаях, когда надо решать практические вопросы по технической организации и расчету затрат на отопление, их знание совершенно необходимо. Поэтому приведем в таблице 4.33 полную сводку простых формул для расчета этих температур по значению абсолютной высоты места z (км).

Таблица 4.33 – Высотные зависимости температур отопительного периода (z , км) с указанием на диапазоны высот их применения

Расчетные температуры отопительного периода	Уравнения высотных зависимостей ($t^{\circ}\text{C}$)	Диапазон высот применения, км	Коэфф. корреляции
Средняя температура отопительного периода	$t_{\Delta t} = 0,54z - 1,3$	0,5–1,8	
	$t_{\Delta t} = -2,25z + 3,8 \pm 0,5$	1,8–3,5	-0,94
Средняя температура наиболее холодной части отопит. периода	$t_x = -8,0$	0,5–1,8	
	$t_x = -4,12z - 0,6 \pm 0,8$	1,8–3,5	-0,95
Температура наиболее холодных суток с обеспеченностью. 0,92 и 0,98	$t_1(0,92) = 8,45z - 33,3 \pm 2,7$	0,5–1,8	0,76
	$t_1(0,98) = 8,45z - 34,3 \pm 2,7$	0,5–1,8	0,76
	$t_1(0,92) = -7,10z - 5,0 \pm 1,5$	1,8–3,5	-0,95
	$t_1(0,98) = -7,10z - 6,0 \pm 1,5$	1,8–3,5	-0,95
Температура наиболее холодной пятидневки с обеспеченностью. 0,92 и 0,98	$t_5(0,92) = 8,45z - 30,3 \pm 2,7$	0,5–1,8	0,76
	$t_5(0,98) = 9,50z - 33,9 \pm 3,0$	0,5–1,8	0,77
	$t_5(0,92) = -7,10z - 2,0 \pm 1,5$	1,8–3,5	-0,95
	$t_5(0,98) = -7,77z - 2,6 \pm 1,7$	1,8–3,5	-0,95

Например, найдем по приведенным формулам все расчетные значения температуры отопительного периода для Бишкека (0,76 км) и для высоты 2,1 км.

Бишкек (0,76 км):

$$t_{\Delta t} = 0,54z - 1,3 = -0,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_1(0,92) = 8,45z - 33,3 = -26,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_1(0,98) = 8,45z - 34,3 = -27,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_x = -8,0 = -8,0^{\circ}\text{C}$$

$$t_5(0,92) = 8,45z - 30,3 = -23,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_5(0,98) = 9,50z - 33,9 = -26,7^{\circ}\text{C}$$

Высота 2,1 км (высота бывшего Альплагеря в долине р. Ала-Арча):

$$t_{\Delta t} = -2,25z + 3,8 = -0,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_1(0,92) = -7,10z - 5,0 = -19,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_5(0,92) = -7,10z - 2,0 = -16,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_x = -4,12z - 0,6 = -9,3^{\circ}\text{C}$$

$$t_1(0,98) = -7,10z - 6,0 = -20,9^{\circ}\text{C}$$

$$t_5(0,98) = -7,77z - 2,6 = -18,9^{\circ}\text{C}$$

Хорошо видно, что вследствие наличия склоновых инверсий, в Бишкеке все расчетные температуры, за исключением $t_{\Delta t} = -0,9^{\circ}\text{C}$, ниже, чем на высоте 2,1 км. Однако надо помнить, что длительность отопительного периода на высоте 2,1 км (224 дня), т. е. примерно на два месяца больше, чем в Бишкеке (161 день).

Если потепление климата Кыргызстана будет продолжаться настоящими темпами [35, 47], то к 2050 г. расчетные температуры $t_{\Delta t}$ и t_x могут повыситься соответственно на 1,7 и 1,8 $^{\circ}\text{C}$, а уменьшение продолжительности отопительного периода составит до 12–17 дней. Эти данные достаточно близко совпадают с результатами, полученными для территории России [58].

4.8 Высотные зависимости характеристик ветра в Северном Кыргызстане

В этом разделе по данным приземных наблюдений за ветром на разновысотных станциях Северного Кыргызстана, шаро-пилотных (до высоты 1 км) и радиозондовых измерений (до высоты 3 км над земной поверхностью) рассматриваются высотные зависимости приземных и аэроклиматических характеристик ветра для климатической провинции Северного Кыргызстана, следуя нашей работе [6]. Впервые приводятся данные о высотном распределении в нижнем километровом слое над Чуйской долиной таких характеристик как зональные и меридиональные составляющие скорости ветра, результирующий ветер и вертикальный сдвиг ветра, представляющий собой вертикальный градиент вектора ветра.

4.8.1 Средние скорости и направления приземного ветра на различных высотах

Вектор скорости ветра одновременно характеризуется модулем (м/с), который часто называют просто скоростью ветра, и направлением, определяемым углом, отсчитываемым от географического меридиана по часовой стрелке (направление – «откуда дует ветер»). На горных метеорологических станциях, имеющих различные абсолютные высоты, эти характеристики измеряются на высоте 10 м над земной поверхностью и называются приземными. Для любой территории, прежде всего, надо знать средние значения скорости и повторяемости направлений приземного ветра, которые обычно определяются в процентах.

Средние скорости приземного ветра (на высоте 10 м). Режим модулей средних скоростей ветра (далее просто – скоростей) в Бишкеке, Чуйской долине и в узких долинах на северном склоне Киргизского хребта элементарен (таблица 4.34) – *средние скорости* малы для всех месяцев года и различных часов суток, составляя 1,5–3 м/с, вплоть до гребневой зоны хребта (до высот 3 км и выше). Малые скорости ветра и большое

Таблица 4.34 – Средние скорости ветра (м/с) и повторяемость штилей (%) по данным метеостанций для центральных месяцев сезонов и года[25, 52]

Станция (z, км), расположение	Характеристика	Центральные месяцы сезонов				Год
		янв.	апр.	июль	окт.	
Чуйская (0,60) – ось долины	Скорость, м/с	1,7	2,8	2,0	1,8	2,0
	Штили, %	35	14	21	32	26
Бишкек (0,76) – подгорная равнина	Скорость, м/с	1,7	2,2	2,1	2,0	1,9
	Штили, %	23	17	15	16	18
Фрунзе АМСГ (0,82) – район старого аэропорта	Скорость, м/с	2,4	2,8	2,7	2,8	2,6
	Штили, %	26	18	15	12	18
Чон-Арык (1,11) – подножье склона	Скорость, м/с	2,0	2,0	1,9	2,0	2,0
	Штили, %	15	12	14	8	12
Байтык (1,58) – нижняя зона склона	Скорость, м/с	1,6	1,8	2,1	1,6	1,7
	Штили, %	35	27	20	34	30
Ала-Арча перевал (2,95) – пригребневая зона	Скорость, м/с	3,2	3,1	3,0	3,6	3,2
	Штили, %	16	19	10	12	14
Тюя-Ашу северная (3,09) – пригребневая зона	Скорость, м/с	5,2	4,0	2,8	4,6	4,1
	Штили, %	13	29	35	20	25

число штилей на среднегорных и высокогорных станциях объясняются общим торможением воздушных потоков горным рельефом Тянь-Шаня в прилегающем к нему слое атмосферы, а так же узостью и извилистостью склоновых долин, в которых располагаются метеостанции. Такая же картина наблюдается, например, в Алтае-Саянской горной стране [24, 43, 54]. К сожалению, на открытых участках склонов и гребней хребтов метеостанций нет, и здесь о средних скоростях ветра можно судить только по их значениям в свободной атмосфере.

Так, в Бишкеке средняя годовая скорость ветра составляет всего 1,9 м/с, изменяясь по месяцам в узких пределах, 1,7–2,2 м/с. При этом повторяемость штилей в году высока и равна 18 %, а в отдельные месяцы она колеблется от 15 % (май–июнь) до 27 % (декабрь). По разнице средних скоростей ветра на станции Бишкек (защищенные условия окраины крупного города) и бывшей станции Фрунзе АМСГ (район старого аэропорта, открытая метеоплощадка) можно оценить, что средняя скорость ветра в Чуйской долине уменьшается при переходе к защищенным условиям населенных пунктов (одноэтажные строения и насаждения) примерно на 1 м/с. Это численно подтверждается также проведенным нами специальным сравнением скоростей для станции Бишкек и на открытой метеоплощадке АМЦ Манас [6].

Такая картина характерна для всей Чуйской долины, а также узких склоновых долин северного склона Киргизского хребта (таблица 4.31). Только начиная с высот около 3 км, где склоновые долины расширяются и начинают переходить в цирки, т.е. в пригребневую зону хребта (станции Ала-Арча пер., Тюя-Ашу сев.) скорости возрастают. Очень показательно, что на северных склонах хребта, которые являются подветренными (что хорошо видно из повторяемости направлений ветра), зона повышенных скоростей опускается до 500–600 м ниже гребня. Это значит, что примерно на столько опускаются здесь южные и юго-западные потоки свободной атмосферы, следуя за рельефом подветренного склона. Напротив, на южном наветренном склоне хребта, зона повышенных скоростей ветра начинается только при подходе к самому гребню, всего на 150–200 м ниже него. Так, станция Тюя-Ашу сев., расположенная ниже гребня на 500 м на подветренном северном склоне, имеет самые высокие по Кыргызстану средние годовые скорости ветра, равные 4,1 м/с (как и на МС Балыкчи, где развит местный штормовой ветер улан), а средняя скорость в феврале достигает здесь 5,3 м/с. Это объясняется усилением ветра в свободной атмосфере над Тянь-Шанем в зимний период года, которое происходит на абсолютных высотах 4–5 км и выше. Летом, когда потоки в атмосфере над горами ослабевают, среднемесячные скорости на станции так же уменьшаются до 2,7–3,0 м/с. Поэтому повторяемость штилей на станции Тюя-Ашу сев. остается высокой весной и летом (29–35 %), уменьшаясь только зимой до 13 %.

Даже с учетом таких повышенных скоростей на Тюя-Ашу сев. и Ала-Арча пер. проведенные корреляционные расчеты показывают [6], что средние приземные скорости ветра на метеостанциях практически не растут с высотой от подошвы до самой пригребневой зоны хребта. Соответствующий график и уравнение высотной регрессии, полученные для повышения статистической надежности результатов по данным 21 станции Северного, Северо-Западного Кыргызстана (рисунок 4.17), дают увеличение средних скоростей от 1 к 3 км всего на 0,9 м/с – от 2,2 до 3,1 м/с.

К сожалению, как уже отмечалось, нет прямых данных о степени увеличения средних скоростей с высотой на открытых боковых водоразделах северного склона Киргизского хребта. Результаты, полученные для свободной атмосферы над Чуйской долиной (см. п. 3.1.3) свидетельствуют о том, что торможение наблюдается и на внешней северной, касательной к потокам, стороне Киргизского хребта. Так, на высотах 2, 3 и 4 км над уровнем моря средние месячные скорости ветра в атмосфере над Чуйской долиной

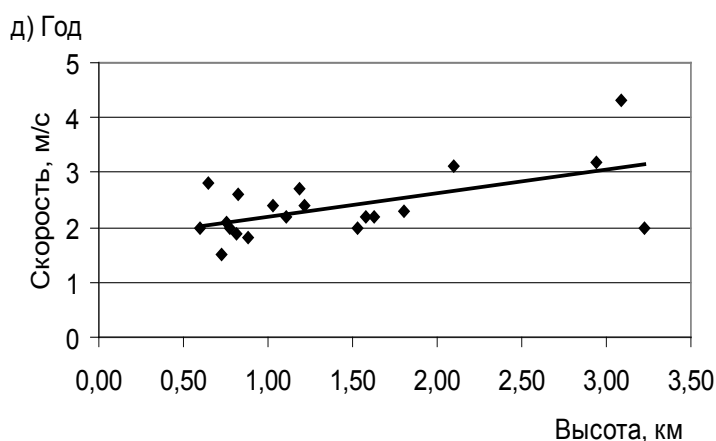


Рисунок 4.17 – График линейной зависимости средних годовых скоростей $V(\text{м/с}) = 0,43 z (\text{км}) + 1,8$ от высоты места по данным 21 станций ССЗК (коэффициент корреляции равен 0,57)

Таблица 4.35 – Повторяемость направлений ветра (в %) в году по данным метеостанций

Станция (высота, км)	Направление (румбы)							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Чуйская (0,596)	4	8	23	19	10	12	13	11
Бишкек (0,756)	5	5	9	20	21	12	18	10
Фрунзе АМСГ (0,82)	4	3	6	8	42	9	18	10
Чон-Арык (1,110)	13	4	5	57	6	2	5	8
Байтык (1,579)	22	11	1	3	47	13	1	21
Ала-Арча пер.(2,945)	1	21	0	1	12	64	1	0
Тюя-Ашу сев. (3,095)	5	1	1	38	47	6	0	2

соответственно имеют значения 4–5, 6–7 и 8–11 м/с. Этот факт еще раз подтверждает решающую роль общего тормозящего влияния рельефа горной страны на наблюдающиеся на метеостанциях малые скорости ветра в Чуйской долине и ее горном обрамлении. Они значительно ниже, например, чем на станциях, удаленных на 300–500 км в окружающей Туранской низменности [9].

Направления приземного ветра (на высоте 10). Режим направлений ветра в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта по сравнению с режимом средних скоростей, напротив, крайне разнообразен. Причина в том, что повторяемость направлений здесь одновременно определяется следующими 4 факторами: 1) потоками общей циркуляции атмосферы преимущественно западных, восточных и близких к ним румбов; 2) развитием горно-долинной циркуляции по оси Чуйской долины (составляющие которой имеют направления, близкие к З и В румбам; 3) развитием второго типа горно-долинной циркуляции между северным склоном Киргизского хребта и Чуйской долиной – склоновой горно-долинной циркуляцией, имеющей преимущественно С и Ю румбы, т. е. направленной нормально к первому типу циркуляции (см. 3.1); 4) сильным влиянием местных орографических условий в районе расположения каждой из метеостанций.

В таблице 4.35 приведены повторяемости направлений ветра для года по тем же 7 станциям, что и в таблице 4.34, а на рисунке 4.18 показаны очень наглядные графики роз

направлений ветра на этих станциях, которые хорошо подтверждают все высказанные выше положения.

Видно, что на МС Бишкек и МС Чуйская, т.е. в Чуйской долине, наблюдается широкая дисперсия направлений ветра, хотя на МС Чуйской преобладающими (более 12,5 % в году) являются В (23 %), ЮВ (19%) и З (13 %) румбы, а в Бишкеке – ЮВ (20 %), Ю (21 %) и З (18 %). Здесь на открытой местности механическое влияние рельефа минимально, и наблюдаемые направления складываются непосредственно из направлений общей циркуляции атмосферы и двух различных видов горно-долинных циркуляций.

На МС Токмак абсолютно преобладают потоки общей циркуляции атмосферы и горно-долинной циркуляции по оси Чуйской долины. Они имеют два основных направления – восточное и западное, в результате чего роза направлений состоит на станции из двух «шипов», ориентированных на восток и на запад.

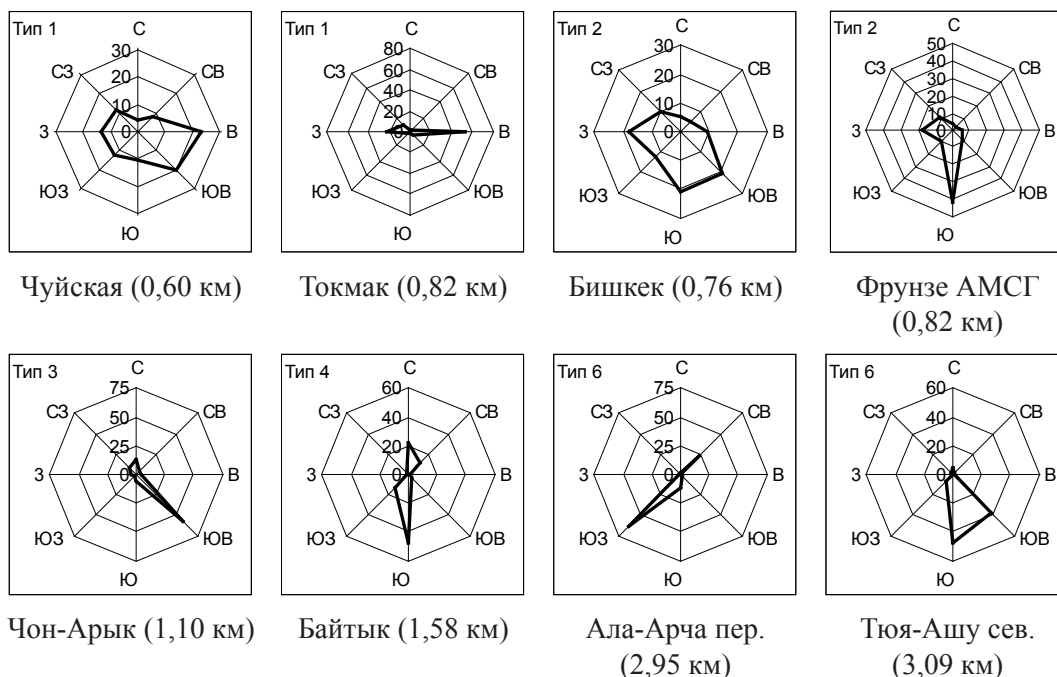


Рисунок 4.18 [6] – Розы повторяемостей направлений ветра в году по станциям Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта (числа по оси ОС – есть шкала повторяемостей в %)

При подходе к подножью хребта (Фрунзе АМСГ) начинают преобладать потоки склоновой горно-долинной циркуляции, с более выраженной ее южной горной компонентой. Роза направлений ветра здесь имеет вид основного «шипа», направленного на юг, и второго более короткого шипа, направленного на запад (потоки общей циркуляции атмосферы).

На станциях, расположенных в устьях узких склоновых долин (Чон-Арык, Байтык), оси которых в целом ориентированы с севера на юг, преобладающими являются направления вдоль осей долин – С, СЗ (в сумме 21 и 43 %) и ЮВ (57 %) или Ю (47 %) – в зависимости от конкретной их ориентации в районе станций. Здесь направления преимущественно определяются как складками местности, так и направлениями составляющих склоновой горно-долинной циркуляции (см. п. 3.1.2). Такое положение на склоновых станциях сохраняется во всех случаях пока ее «погружение в рельеф» составляет более 200–300 м. Как только станция становится достаточно открытой, дисперсия направлений увеличивается, и одновременно несколько возрастают скорости ветра.

В верхних частях долин (Ала-Арча пер., Тюя-Ашу сев.) явно преобладают южные румбы (Ю, ЮЗ – 76 % и ЮВ, Ю – 85 %), что связано с большой повторяемостью опускающихся до уровня станций потоков общей циркуляции, приобретающих на уровне гребней хребтов южные румбы. В свободной атмосфере над горами эти потоки в целом имеют западные и близкие к ним направления. Но в нижнем прилегающем к гребню хребта слое (толщиной примерно один км) за счет сил турбулентного трения они становятся близкими к южным, обуславливая указанную выше наветренность южных склонов хребта, и подветренность его северных склонов. Это, например, хорошо видно по ориентации снежных козырьков на гребнях, а также из аэрологических данных о ветре над гребневой зоной хребтов Тянь-Шаня, полученных по данным шаро-пилотных наблюдений в работе [35, 36]. У земной поверхности, в гребневой зоне хребтов, эти южные потоки дополнительно видоизменяются и стабилизируются конкретными ориентациями долин и складок местности в зоне станций. Например, этим объясняется то, что на МС Тюя-Ашу сев. абсолютно преобладают Ю и ЮВ ветры, а на МС Ала-Арча пер. – ЮЗ.

Такого рода анализ позволяет не только объяснить все многообразие картин повторяемости направлений ветра по станциям, но и дать достаточно точную прогнозную оценку повторяемостей направлений для тех мест, где станции отсутствуют.

4.8.2 Аэроклиматические характеристики ветра над Чуйской долиной

Знание только приземных характеристик ветра на высоте 10 м для решения многих задач является недостаточным. Часто необходимы данные о его значениях на различных высотах над земной поверхностью, где происходит перенос воздушных масс. Рассмотрим аэроклиматические (высотные) характеристики ветра над Чуйской долиной, которые были получены по двум различным видам наблюдений за ветром [6]: 1) по данным радиозондирования атмосферы на аэрологической станции Бишкек (высота 756 м, подгорная равнина) до высот 3 км над ее уровнем, т. е. для нижней тропосферы; 2) по шаропилотным наблюдениям Авиаметцентра Манас (высота 630 м, расположен в 25 км севернее Бишкека вблизи оси Чуйской долины) до высот одного км над его уровнем, т. е. для пограничного слоя атмосферы.

Вертикальные профили модуля средних скоростей ветра в нижней тропосфере. В таблице 4.36 приведено высотное распределение модулей средних скоростей ветра в нижней тропосфере над Чуйской долиной для центральных месяцев сезонов года для дня и ночи по данным 10-летних наблюдений аэрологической станции Бишкек, а на рисунке 4.19 показаны соответствующие графики их высотных профилей [3, 6].

Согласно этим данным, в нижней тропосфере над долиной можно четко выделить 4 различных слоя: 0 (земля) – 300 м, 300–900 м, 900–2000 м и 2000–3000 м. В нижнем приземном слое до 300 м скорость ветра растет с высотой, достигая максимума (3,3–4,9 м/с) на его верхней границе. Этот рост скорости *с максимумом* в значительной мере обусловлен здесь развитием обоих типов горно-долинных циркуляцией, а также естественным уменьшением турбулентного трения воздуха с высотой. Выше, в слое 300–900 м, скорость уменьшается (чего бы не было при отсутствии ГДЦ), имея минимум (3,7–4,2 м/с) на высоте около 900 м. Напомним, что примерно этой высоте соответствует верхняя граница нижнего течения ГДЦ. Выше, в слое 900–3000 м, скорость непрерывно растет за счет перехода к потокам общей циркуляции атмосферы, достигая 7–10 м/с к высоте 3000 м. При этом в слое 2000–3000 м она растет заметно быстрее, чем в слое 900–2000 м за счет того, что в нем еще возможно положение верхней границы ГДЦ.

Таблица 4.36 – Средние скорости ветра в нижней тропосфере над Чуйской долиной для центральных месяцев сезонов для дня и ночи по данным АЭ Бишкек

Высота, км	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
	ночь	день	ночь	день	ночь	день	ночь	день
Земля (0)	1,9	1,8	2,1	3,2	2,2	2,7	1,9	2,0
0,3	3,3	3,6	4,5	4,9	4,1	4,6	3,8	3,9
0,6	3,8	3,8	4,1	4,6	4,3	4,4	3,9	3,8
0,9	4,0	4,1	4,1	4,2	3,8	4,0	3,7	3,7
2	5,8	5,5	5,5	5,2	4,3	4,8	4,9	4,7
3	10,0	9,7	8,3	8,1	7,2	6,9	8,5	8,4

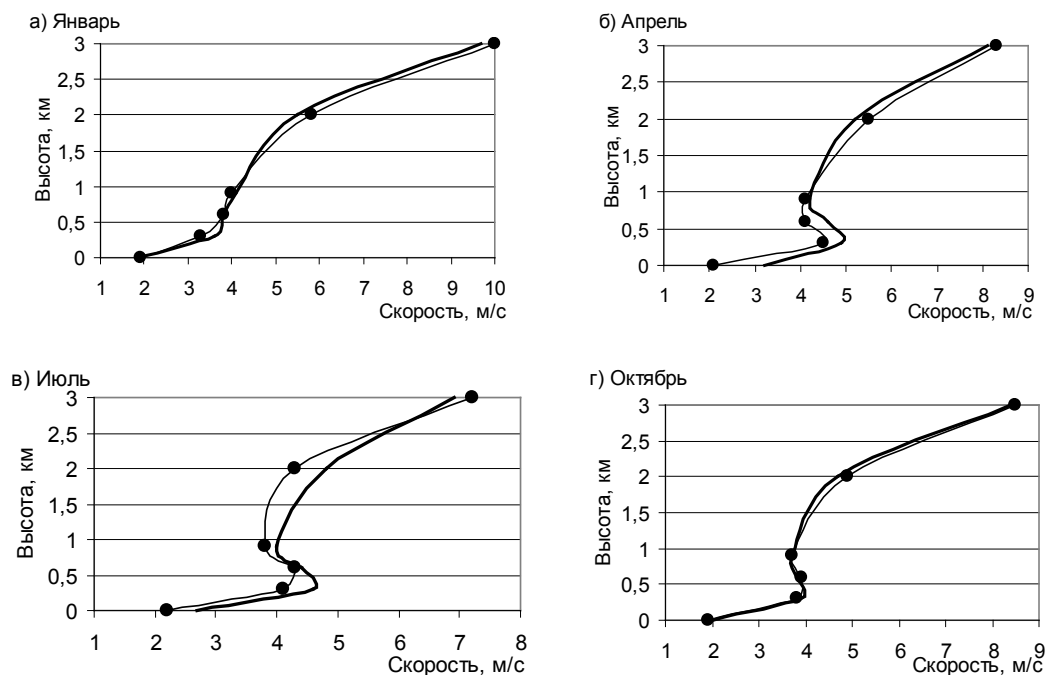


Рисунок 4.19 [6] – Высотные профили средних скоростей ветра над Чуйской долиной в нижней тропосфере в центральные месяцы сезонов года по данным АЭ Бишкек (—●— ночь, — день)

На графиках хорошо видно, что зимой, когда горно-долинные циркуляции развиты слабо или отсутствуют, максимум на высоте 300 м на профиле скорости ночью также отсутствует, а днем выражен слабо, практически только как излом кривой. Во все остальные сезоны он выделяется очень четко. При этом, графики кривых для дня и ночи, как и следовало ожидать, идут почти слитно во всей нижней тропосфере. Зимой средние скорости выше и на уровне 3 км близки к 10 м/с, тогда как летом они на 3 м/с меньше, составляя около 7 м/с. Это объясняется общим усилением ветра в тропосфере и выше в зимний период года над всей территорией Центральной Азии.

Зональные и меридиональные составляющие скорости ветра в пограничном слое атмосферы. Результирующий ветер [6]. Знания только среднего модуля скорости ветра и повторяемости его направлений для решения многих прикладных задач недостаточно, так как часто надо иметь составляющие скорости отдельно по широте и по меридиану, а также знать фактический перенос воздушных масс не только для мгновенных значений скорости, но и осредненно за любой заданный промежуток времени.

Для этого надо вычислить зональные и меридиональные составляющие вектора ветра, модуль результирующего ветра и его направление.

Разложим каждое измеренное значение вектора ветра на две составляющие: 1) зональную – V_z , которая направлена по касательной к широте со знаком + на восток и – на запад; 2) меридиональную – V_m , которая направлена по меридиану со знаком + на север и – на юг. Составляющие V_z и V_m характеризуют перенос в атмосфере соответственно по широте и по меридиану. Получаемый по их значениям модуль $V_p = (V_z^2 + V_m^2)^{0,5}$ носит название модуля результирующего ветра. Именно он дает для *любого заданного осреднения во времени* истинные скорости переноса (с учетом направлений V_p , которые были также рассчитаны) в атмосфере воздушных масс, водяного пара и любых других субстанций, например, загрязняющих ее вредных примесей. Эти характеристики ветра не приводятся в климатических справочниках ввиду существовавшей ранее технической сложности их расчетов, что теперь преодолевается с помощью использования компьютерных технологий.

Таблица 4.37 – Аэроклиматические характеристики ветра в ПГС над осевой зоной Чуйской долины для высот 10, 200 и 900 м по данным наземных и шаро-пилотных наблюдений [6]

Сезон	Характеристика	Время суток											
		Утро			День			Вечер			Ночь		
		10	200	900	10	200	900	10	200	900	10	200	900
Зима	V	2,6	5,0	4,9	2,6	3,8	4,4	2,5	3,4	4,1	2,4	3,5	3,8
	V_z	-1,2	-2,8	-2,1	-0,7	-1,6	-2,0	0,5	0,2	-1,2	-0,5	-1,2	-2,1
	V_m	1,1	1,5	1,3	0,2	0,5	0,5	-0,2	-0,3	-0,4	1,0	1,0	0,5
	V_p	1,6	3,2	2,4	0,7	1,7	2,1	0,6	0,3	1,3	1,1	1,5	2,1
	τ°	136	118	122	108	108	104	286	319	70	154	129	102
Весна	V	2,6	4,5	4,0	3,2	3,9	4,1	3,4	4,9	3,6	2,7	4,3	3,7
	V_z	-0,8	-1,7	-1,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,0	0,5	-0,9	-1,5	0,1
	V_m	0,6	0,9	0,4	-0,7	-0,6	-0,8	-0,7	-1,0	-0,5	0,5	0,7	0,8
	V_p	1,0	1,9	1,4	0,7	0,6	0,9	0,7	1,0	0,7	1,0	1,6	0,8
	τ°	128	119	108	340	345	339	348	358	314	121	115	186
Лето	V	2,9	5,6	4,4	3,4	4,3	4,2	3,4	6,4	4,8	3,4	5,9	4,2
	V_z	-1,3	-2,4	-0,6	0,4	0,4	1,0	0,1	0,4	1,2	-1,6	-2,8	-0,7
	V_m	1,3	1,7	1,2	-0,2	-0,1	-0,5	0,5	0,2	-0,1	1,1	1,1	0,4
	V_p	1,8	2,9	1,3	0,4	0,4	1,1	0,5	0,5	1,2	2,0	3,0	0,8
	τ°	136	126	153	297	288	297	193	246	273	124	111	119
Осень	V	2,3	4,3	3,6	2,7	3,3	3,5	2,7	3,9	3,8	2,6	4,2	3,9
	V_z	-0,7	-1,6	-0,3	0,6	0,5	0,7	0,6	0,9	1,3	-0,6	-1,3	-0,2
	V_m	1,1	1,4	0,7	-0,5	-0,5	-0,6	-0,2	-0,7	-0,4	1,0	1,1	0,8
	V_p	1,3	2,1	0,8	0,7	0,7	0,9	0,6	1,2	1,3	1,2	1,7	0,9
	τ°	148	132	153	310	315	311	289	309	288	150	130	168

В таблице 4.37 приведены рассчитанные нами [6] значения зональных и меридиональных составляющих скорости, модуля результирующего ветра и его направлений

τ° , а также обычного модуля ветра V по данным 11123 выпусков шаров-пилотов, проведенных Авиаметцентром Манас в 1984, 1987, 1988, 1990 и 1991 гг. до высоты 1000 м. Результаты расчетов представлены по 4 сезонам года, для 4 времен суток (утро, день, вечер и ночь) и для трех высот над уровнем взлетно-посадочной полосы – 10, 200 и 900 м. В работе [5] они даны полностью по всем 11 высотам наблюдений – 10, 30, 40, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700 и 900 м.

Не будем останавливаться подробно на специальном прикладном анализе данных таблицы 4.37, отсылая читателя к специальной публикации [6]. Подчеркнем еще раз большую прикладную климатическую ценность этих данных, которая и обусловила необходимость хотя бы частичного помещения их в настоящей работе. Заметим только, что осредненный модуль результирующего ветра всегда меньше осредненного обычного модуля ветра V (сравните данные таблиц 4.33 и 4.34), который приводится в климатических справочниках. Так, например (таблица 4.34), если для зимы в Чуйской долине на высоте 200 м обычные средние модули скорости V в течение суток находятся в пределах 3,4–5 м/с, то модули результирующего ветра V_p колеблются только в пределах 0,3–3,2 м/с. Направление результирующего ветра на этой высоте зимой меняется от 118° (ЮЮВ, утро) и 108° (ВЮВ, день) до 319° (ССЗ, вечер) и 129° (ЮЮВ, ночь). Именно «из этих направлений» зимой на высоте 200 м происходит осредненный перенос воздушных масс и переносимых с ними свойств воздуха. Аналогичные выводы по таблице 4.34 можно сделать и для других сезонов.

Вертикальные сдвиги ветра в ПГС. Вертикальный сдвиг ветра (ВСВ) представляет собой вертикальный градиент вектора ветра, является векторной величиной и имеет единицей измерения с^{-1} . Он представляет опасное для авиации явление, особенно в нижнем приземном слое 10–40 м, в котором воздушное судно находится в моменты взлета и посадки, когда оно наиболее чувствительно к изменению внешних ветровых воздействий и практически лишено какой-либо возможности маневра. По классификации Международной организации гражданской авиации (ИКАО) используются следующие градации характеристик ВСВ (с^{-1}) в приземном слое 10–40: 1) слабый – до 0,07; 2) умеренный 0,07–0,14; 3) сильный 0,14–0,21; 4) очень сильный – более 0,21. До сих пор какие-либо расчетные данные о ВСВ над Чуйской долиной отсутствовали.

Климатические характеристики ВСВ были рассчитаны нами [6] для слоя 10–40 м и вышележащих слоев, по наземным (мачта 10 м) и тем же шаро-пилотным данным Авиаметцентра Манас. Они выполнены с предварительным разложением каждого измеренного значения вектора ветра на его зональную и меридиональную составляющие. Полученные результаты характеризуют ветровые условия взлетно-посадочной полосы (ВПП) столичного аэропорта.

В таблице 4.38 приведены фактические повторяемости ВСВ над ВПП Манас для слоя 10–40 м по градациям ИКАО для различных сезонов и времени суток, а в таблице 4.39 их расчетные максимальные значения с повторяемостью 1 раз в год, 5, и 10 лет, а также с обеспеченностью 0,90, 0,95 и 0,99. Кроме того, в двух последних столбцах таблицы 4.39 даны средние из фактических годовых максимумов и абсолютный зарегистрированный максимум ВСВ.

Несмотря на то, что в Чуйской долине преобладают слабые ветры, повторяемость *сильных* ВСВ оказалась здесь существенной (таблица 4.38) и соответствует значениям от 2,9 % (вечер, зима) до 8,1 % (лето, ночь). *Очень сильные* сдвиги ветра также имеют, хотя и меньшую, но вполне значимую реальную повторяемость, от 0,3 до 1,6 %. В этом факте нет ничего удивительного, если вспомнить, что ВСВ это не просто разность модулей скорости на различных уровнях, а их векторная разность, определяемая одновременно как разностью скоростей, так и разностью направлений ветра. В приземном слое над ВВП, благодаря наличию ГДЦ, которая еще хорошо выражена в районе Манаса,

Таблица 4.38 – Фактические повторяемости (%) градаций ВСВ по критерию ИКАО в приземном слое 10–40 м над ВПП Манас

Время суток	Критерий сдвига	Повторяемость (%)				Время суток	Повторяемость (%)			
		зима	весна	лето	осень		зима	весна	лето	осень
Утро	Слабый	62	70	64	63	Вечер	76	68	61	70
	Умеренный	30	25	29	29		21	26	30	25
	Сильный	7,1	4,6	6,3	6,7		2,9	5,1	7,4	4,6
	Очень сильный	1,3	0,6	1,0	1,1		0,3	0,7	1,4	0,6
День	Слабый	75	68	62	71	Ночь	74	68	59	69
	Умеренный	22	26	30	24		22	26	31	26
	Сильный	3,2	4,9	7,0	4,2		3,3	5,0	8,1	4,7
	Очень сильный	0,3	0,7	1,3	0,5		0,3	0,7	1,6	0,6

Таблица 4.39 – Расчетные и фактические максимальные значения ВСВ (c^{-1}) в приземном слое 10–40 м над ВПП Манас

Время суток	Сезон	Возможные 1 раз в:			Вероятность			Фактич. макс.	
		год	5 лет	10 лет	0,90	0,95	0,99	средн. макс.	абсол. макс.
Утро	Зима	0,180	0,230	0,260	0,135	0,172	0,226	0,228	0,337
	Весна	0,166	0,218	0,233	0,126	0,142	0,203	0,243	0,359
	Лето	0,205	0,241	0,279	0,133	0,165	0,213	0,203	0,258
	Осень	0,203	0,241	0,279	0,134	0,168	0,219	0,281	0,453
День	Зима	0,167	0,216	0,228	0,118	0,134	0,194	0,209	0,271
	Весна	0,214	0,263	0,282	0,127	0,148	0,205	0,384	0,750
	Лето	0,238	0,289	0,307	0,135	0,172	0,225	0,376	0,429
	Осень	0,210	0,239	0,276	0,124	0,138	0,201	0,366	0,473
Вечер	Зима	0,148	0,209	0,214	0,116	0,133	0,192	0,227	0,299
	Весна	0,176	0,223	0,244	0,128	0,150	0,205	0,279	0,433
	Лето	0,211	0,258	0,282	0,136	0,175	0,231	0,311	0,339
	Осень	0,170	0,219	0,237	0,126	0,142	0,159	0,180	0,230
Ночь	Зима	0,168	0,216	0,229	0,119	0,135	0,195	0,200	0,246
	Весна	0,209	0,239	0,277	0,128	0,149	0,205	0,232	0,290
	Лето	0,225	0,284	0,297	0,138	0,180	0,239	0,246	0,290
	Осень	0,212	0,254	0,281	0,126	0,145	0,204	0,247	0,310

и СГДЦ, которая еще вполне ощутима здесь в своей ночной горной компоненте, создаются все необходимые условия для возникновения в отдельные моменты сильных и очень сильных ВСВ на общем фоне слабых скоростей ветра. Интересно, что очень сильные ВСВ с повторяемостью 1 % и более наблюдаются *утром* – зимой, летом и осенью (соответственно с повторяемостью 1,3, 1 и 1,1 %), *днем* – летом (1,3 %), *вечером* – летом (1,4 %) и *ночью* – летом (1,6 %). Имеет место явная тенденция к формированию экстремальных значений ВСВ в утренние часы и преимущественно в теплое время года. Все это хорошо увязывается с особенностями сезонного и суточного режимов горно-долинных циркуляций, с их сменой направлений горной на долинную составляющую (и обратно) утром и вечером.

Разумеется, отдельные особо сильные сдвиги ветра возможны при грозах и прохождении атмосферных фронтов.

Расчетные данные таблицы 4.39 о значениях максимальных сдвигов ветра с повторяемостью 1 раз в год, 5 и 10 лет в каждый из сезонов года и различное время суток, а также данные об их значениях с обеспеченностью 0,90, 0,95 и 0,99 позволяют судить о том, с какими предельными ВСВ можно встретиться на практике. Так, во все сезоны ежегодно в среднем возможны сдвиги ветра в пределах от сильных $0,148 \text{ с}^{-1}$ до очень сильных $-0,238 \text{ с}^{-1}$. Один раз в 10 лет возможны очень сильные ВСВ, лежащие в диапазоне $0,214-0,307 \text{ с}^{-1}$.

Фактически максимумы говорят о том, что расчетные данные хорошо соответствуют наблюдаемой в действительности картине. Значения средних из годовых максимумов лежат в пределах $0,180-384 \text{ с}^{-1}$, а абсолютные максимумы в пределах $0,230-0,750 \text{ с}^{-1}$.

Расчеты вертикальных профилей ВСВ во всем пограничном слое атмосферы до 1000 м над ВВП Манас показали, что значения сдвигов ветра очень быстро убывают к высоте 200 м, где они достигают градации слабых и остаются в этой градации во всем вышележащем слое до 1000 м. Таким образом, опасные вертикальные сдвиги ветра в среднем климатическом выводе возникают только в нижнем приземном слое.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Айзеништат Б.А., Лукина Л.П.* Тепловой режим человека. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 168 с.
2. Атлас Киргизской ССР. Т. 1. Природные условия и ресурсы. М.: ГУКГ СССР, 1987. 157 с.
3. Аэроклиматические характеристики пограничного слоя атмосферы Средней Азии. Кн. 1. Статистические характеристики метеорологических элементов в различные часы суток. Ташкент: САНИИ им. В.А. Бугаева, 1986. 318 с.
4. *Барри Р.Г.* Погода и климат в горах / пер. с англ.; под ред. А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 311 с.
5. *Бокиа В.В., Бозуцкий Б.В.* Медицинская климатология и климатотерапия. Киев: Здоровья, 1980. 255 с.
6. *Брусенская И.С., Подрезов О.А.* Режим ветра на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2011. 142 с.
7. *Буркова М.В.* О краткосрочном прогнозе сильного восточного ветра в районе Урсатьевской // Труды САНИГМИ. Вып. 4 (19). Л.: Гидрометеоиздат, 1961. С. 41–52.
8. *Бурман Э.А.* Местные ветры. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 341 с.
9. *Бут И.В.* О классификации фенів // Труды Одесского ГМИ. Вып. 17. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. С. 3–30.
10. *Гельмгольц Н.Ф.* Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 329 с.
11. Гидрометеорологическая служба Киргизской ССР / под ред. Г.Х. Яр-Мухамедова. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 105 с.
12. *Есеркепова Т.А.* Ураганные ветры Джунгарских ворот и рекомендации по их прогнозу // Труды КазНИГМИ. Вып. 38. Алма-Ата, 1968. С. 53–59.
13. *Заварина М.В.* Строительная климатология. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 312 с.
14. Климат и климатические ресурсы Грузии // Труды ЗакНИГМИ. Вып. 44 (50). Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 384 с.
15. Климат Киргизской ССР / под ред. З.А. Рязанцевой. Фрунзе: Илим, 1965. 279 с.
16. Климатология / под ред. проф. О.А. Дроздова, проф. Н.В. Кобышевой. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 568 с.
17. *Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П.* Радиационный режим наклонных поверхностей. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 215 с.
18. *Кошоев М.К.* Опасные природные явления Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1996. 126 с.
19. *Кузьмиченок В.А.* Цифровые модели характеристик увлажнения Кыргызстана / под ред. проф. О.А. Подрезова. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2008. 227 с.
20. *Максимов Н.В., Зябкин В.В., Барбат Ю.П.* Лавиноопасные районы Киргизии. Фрунзе: Кыргызстан, 1975. 88 с.
21. *Маркус Т.А., Моррис Э.Н.* Здания, климат и энергия / пер. с англ.; под ред. Н.В. Кобышевой, Е.Г. Малявиной. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 543 с.
22. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 778 с.
23. Методические рекомендации по определению характеристик режима снежного покрова в горах Средней Азии // Труды САНИИ. Ташкент, 1988. 167 с.
24. *Модина Т.Д., Сухова М.Г.* Климат и агроклиматические ресурсы Алтая. Новосибирск: Универсальное книжное изд-во, 2007. 178 с.

25. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Вып. 32. Киргизская ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 375 с.
26. *Нездюров Д.Ф.* Очерки развития метеорологических наблюдений в России. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 224 с.
27. Новороссийская бора / под ред. А.М. Гусева // Труды МГИ АН СССР. Т. 14. М., 1959. 139 с.
28. Оледенение Тянь-Шаня / под ред. М.Б. Дюргерова // Ин-т географии РАН. М., 1995. 230 с.
29. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии / под ред. А.Д. Джуряева, С.Г. Чанышевой, О.И. Субботиной. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 336 с.
30. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе / под ред. Г.Г. Сванидзе, Я.А. Цуцкеридзе. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
31. *Отуотер М.* Охотники за лавинами / пер. с англ.; под ред. Г.К. Тушинского. М.: Мир, 1980. 253 с.
32. *Перова М.В., Подрезов О.А.* Режим температуры воздуха в холодное полугодие и климатические параметры отопительного периода на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2013. 157 с.
33. *Петросянуц М.А.* Локальные орографические влияния: Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1964. Ч. 1. 516 с.
34. *Пивоварова З.И.* Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 335 с.
35. *Подрезов О.А.* Опасные скорости ветра и гололедные отложения в горных районах. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 223 с.
36. *Подрезов О.А.* Горная метеорология и климатология. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2000. 269 с.
37. *Подрезов О.А.* Физическая метеорология. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2008. 348 с.
38. *Подрезов О.А.* Современный климат Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2013. 202 с.
39. *Подрезова Ю.А., Подрезов О.А.* Климатическая характеристика гроз на территории Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2011. 136 с.
40. *Пономаренко П.Н.* Атмосферные осадки Киргизии. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 134 с.
41. Правила устройства электроустановок ПУЭ-76. Раздел 2. Канализация электроэнергии. М.: Атомиздат, 1978. 96 с.
42. *Рягузов В.Н.* Штормы озера Иссык-Куль // Метеорология и гидрология в Узбекистане. Ташкент: Изд. АН Узб. ССР, 1955. С. 65–72.
43. *Севастьянов В.В.* Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2008. 308 с.
44. *Севастьянова Л.М., Севастьянов В.В.* Фены горного Алтая. Томск: Изд-во ТПУ, 2000. 139 с.
45. СНиП 2.02.01–83. Основания зданий и сооружений. М.: Стройиздат, 1983. 68 с.
46. СНиП П-18–76. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М.: Стройиздат, 1977. 46 с.
47. СНиП 2.01.07–85. Нагрузки и воздействия. М.: Госстрой СССР, 1986. 34 с.
48. СНиП 41-01–2003. Отопление, вентиляция и кондиционирование. М.: Госстрой России, 2004. 52 с.
49. СНиП 23-01–09. Строительная климатология. М.: Госстрой России, 2000. 67 с.
50. СНиП 23-02–2003. Тепловая защита зданий. М.: Госстрой России, ФГУП ЦПП, 2004. 26 с.

51. Современные изменения климата и водные проблемы Центральной Азии / С.К. Аламанов, В.М. Лелевкин, О.А. Подрезов, А.О. Подрезов. Москва–Бишкек: WWF России, 2006. 182 с.
52. Справочник по климату СССР. Вып. 32. Киргизская ССР. Части 2–5. Л.: Гидрометеоздат, 1966–1970.
53. *Султанбаев М.С.* О прогнозе сильных ветров улан на озере Иссык-Куль // Труды САНИГМИ. Вып. 1 (16). Л.: Гидрометеоздат, 1959. С.31–36.
54. *Сухова М.Г.* Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2009. 259 с.
55. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. Ч.1–2. Л.: Гидрометеоздат, 1978.
56. *Чанышева С.Г.* Местные ветры Средней Азии. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 120 с.
57. *Шелковников М.С.* Мезометеорологические процессы в горных районах и их влияние на полеты воздушных судов. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 208 с.
58. *Шерстюков Б.Г.* Климатические условия отопительного периода в России в 20 и 21 веках // Труды ВНИИГМИ-МЦД. Вып. 173. Обнинск, 2007. С. 152–162.
59. *Шкадова А.К.* Температурный режим почв на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 240 с.
60. Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации. СПб.: Гидрометеоздат, 2005. 319 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	
ЧАСТЬ 1. ВОПРОСЫ ГОРНОЙ КЛИМАТОЛОГИИ	
1. ГОРЫ И ИЗУЧЕНИЕ ИХ КЛИМАТОВ. ГОРНАЯ БИОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ПОВЕДЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА В ГОРАХ	
1.1 Характеристика горных областей, история исследования погоды и климата гор, опасности и поведение человека в горах	11
1.1.1 Основные данные о горных системах Земли	11
1.1.2 Краткие сведения об истории развития метеорологической сети и исследований гор	13
1.1.3 Опасности и поведение человека в горах	16
1.2 Тепловое состояние человека в горах: тепловой баланс человека и оценка его составляющих	20
1.2.1 Температура внутренних частей тела человека, температура кожи и ее связь с теплоощущением. Уравнение теплового баланса поверхности тела и одежды	20
1.2.2 Энергия метаболизма или теплопродукции человека	22
1.2.3. Слагаемые уравнения теплового баланса человека – $E_{\text{диф}}$, $E_{\text{дых}}$ и $E_{\text{исп}}$	23
1.2.4. Конвективное и радиационное слагаемые теплового баланса человека	25
1.3 Теплозащитные свойства одежды, терморегуляция организма, тепловой комфорт	27
1.3.1. Теплозащитные свойства одежды	27
1.3.2. Терморегуляция организма человека	28
1.3.3. Тепловой комфорт человека	30
2. ПОСТУПЛЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА СКЛОНЫ ГОР – ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ КЛИМАТОВ	
2.1 Освещенность горных склонов прямой, рассеянной, отраженной на склон и суммарной радиацией Солнца – теория вопроса	37
2.1.1 Энергетические характеристики излучения	37
2.1.2 Освещенность склонов прямой радиацией Солнца	38
2.1.3 Освещенность склонов рассеянной, отраженной на склон и суммарной радиацией Солнца	40
2.2 Фактические данные о радиационном режиме гор на примере горных систем Средней Азии и Кавказа	42
2.2.1 Приход прямой солнечной радиации на горные склоны по данным метеостанций	42
2.2.2 Приход прямой радиации на вертикальные поверхности (стены и обрывы)	44

2.2.3 Приход прямой солнечной радиации на горные склоны различной крутизны и ориентации.....	46
2.2.4 Приход рассеянной и суммарной радиации на горные склоны по данным метеостанций и теоретических расчетов	48
2.2.5 Радиационный баланс горных склонов по данным метеостанций и теоретических расчетов.....	53
3. АТМОСФЕРНЫЕ ЦИРКУЛЯЦИИ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ ГОРАМИ	
3.1 Типы местных ветров. Природа горно-долинной циркуляции и бризов. Характеристика горно-долинных циркуляций в Чуйской долине	59
3.1.1 Классификация местных ветров	59
3.1.2 Природа горно-долинных циркуляций и бризов	62
3.1.3 Режим склоновой горно-долинной циркуляции в Чуйской долине в приземном слое.....	64
3.1.4 Аэрологическая характеристика ГДЦ и СГДЦ в Чуйской долине по данным радиозондирования	67
3.2 Фены, их природа, распространение и характеристики	70
3.2.1 Объяснение природы фенов и их классификации.....	70
3.2.2 Географическое распространение фенов и некоторые отличительные признаки их проявления	73
3.2.3 Локальная деформация воздушного потока в горах и возникновение орографических подветренных волн и облачности	77
3.3 Боры и их природа. Боры улан и санташ в Иссык-Кульской котловине	79
3.3.1 Природа бор. Новороссийская бора.....	79
3.3.2 Условия возникновения и климатическая характеристика бор улана и санташа в Иссык-Кульской котловине	82
3.3.3 Метеорологические условия при улане и санташе по данным срочных наблюдений метеостанций	87
ЧАСТЬ 2. ВЫСОТНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КЫРГЫЗСТАНА	
4. ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА ВЫСОТНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН	
4.1 Учет высоты и рельефа местности при оценке высотных климатических зависимостей в горных районах.	95
4.1.1 Высотная климатическая зональность – основная черта горных климатов Кыргызстана	95
4.1.2 Принципы учета влияния макро-, мезо- и микрорельефных условий в горных районах при выявлении высотных зависимостей метеорологических величин.	98
4.1.3 Обобщенная модель климатической типизации горных стран как основа для построения высотных зависимостей	99
4.2 Высотные зависимости различных характеристик давления, плотности, температуры воздуха и промерзания грунтов.	102
4.2.1 Высотные зависимости различных характеристик давления и плотности воздуха	102

4.2.2 Высотные зависимости различных характеристик температуры воздуха	104
4.2.3 Высотные зависимости различных характеристик глубины промерзания грунтов	106
4.3 Высотные зависимости годовых сумм осадков в различных климатических провинциях	108
4.3.1 Исходный материал и возможности построения высотных зависимостей годовых сумм осадков.....	109
4.3.2 Высотные зависимости годовых сумм осадков в Северном, Северо-Западном Кыргызстане	110
4.3.3 Высотные зависимости годовых сумм осадков в Юго-Западном Кыргызстане	112
4.3.4 Высотные зависимости годовых сумм осадков в Иссык-Кульской котловине.....	116
4.3.5 Высотные зависимости годовых сумм осадков во Внутреннем Тянь-Шане.....	118
4.4 Высотно-территориальные зависимости характеристик гроз в различных климатических провинциях Кыргызстана	120
4.4.1 Сравнительные данные об интенсивности грозовой деятельности в различных климатических провинциях Кыргызстана	120
4.4.2 Территориально-высотные зависимости характеристик грозовой деятельности для территории Кыргызстана в целом.....	121
4.4.3 Высотные, долготные и высотно-долготные зависимости характеристик гроз в Северном, Северо-Западном Кыргызстане	123
4.4.4 Высотные, долготные и высотно-долготные зависимости характеристик гроз в Юго-Западном Кыргызстане	125
4.4.5 Высотные, долготные и широтные зависимости характеристик гроз в Иссык-Кульской котловине.....	126
4.4.6 Высотные и долготные зависимости характеристик гроз во Внутреннем Тянь-Шане.....	127
4.5 Высотные зависимости максимальных в году снеговых нагрузок и водозапаса снежного покрова для склонов различных хребтов Кыргызстана	129
4.5.1 Наблюдения за снежным покровом в горах Кыргызстана, исходный материал и методика исследований	130
4.5.2 Карта максимальных в году снеговых нагрузок и водозапаса снежного покрова для различных хребтов Кыргызстана	131
4.5.3 Аналитические высотные зависимости максимальных в году снеговых нагрузок и водозапаса снежного покрова для различных хребтов Кыргызстана.	135
4.6 Высотные зависимости вероятностных значений максимальных скоростей ветра и гололедных отложений	137
4.6.1 Нормативные скорости ветра и гололедные отложения. Гололедно-ветровые съемки малоизученных горных районов.....	138

4.6.2 Высотные зависимости вероятных максимальных скоростей ветра и гололедных отложений в приведенных высотах.....	140
4.7 Высотные зависимости климатических характеристик отопительного периода в Северном Кыргызстане	145
4.7.1 Режим температуры воздуха в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта	146
4.7.2 Склоновые инверсии температуры по данным вертикального климатического разреза. Высотные зависимости длительности и расчетных температур отопительного периода.	149
4.8 Высотные зависимости характеристик ветра в Северном Кыргызстане	153
4.8.1 Средние скорости и направления приземного ветра на различных высотах	153
4.8.2 Аэроклиматические характеристики ветра над Чуйской долиной	157
ЛИТЕРАТУРА	163

Олег Андреевич Подрезов

**ГОРНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ И ВЫСОТНАЯ
КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КЫРГЫЗСТАНА**

Редактор *И.С. Волоскова*
Компьютерная вёрстка *А.С. Шелестовой*

Подписано в печать 29.01.14
Формат 60×84 ¹/₈. Печать офсетная
Объём 21,25 п.л. Тираж 200 экз. Заказ 53

Издательство КРСУ
720000, г. Бишкек, ул. Киевская, 44

Отпечатано в типографии КРСУ
720048, г. Бишкек, ул. Горького, 2