

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
КЫРГЫЗСКО-РОССИЙСКИЙ СЛАВЯНСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

О.А. Подрезов

**СОВРЕМЕННЫЙ
КЛИМАТ БИШКЕКА,
ЧУЙСКОЙ ДОЛИНЫ
И СЕВЕРНОГО СКЛОНА
КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА**

*Посвящается
20-летию КРСУ*

Бишкек 2013

УДК 551.515.4 (575.2)
ББК 26.234.7
П 44

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

Рекомендовано к изданию Ученым советом ГОУВПО КРСУ

Использованы фотографии полученные из интернета

Подрезов О. А.

П 44 СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ БИШКЕКА, ЧУЙСКОЙ ДОЛИНЫ И СЕВЕРНОГО СКЛОНА КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2013. 202 с.

ISBN 978-9967-05-932-0

Приведено описание общих и специальных характеристик климата Бишкека, Чуйской долины и Северного склона Киргизского хребта. Рассмотрены режимы облачности и атмосферных явлений – солнечное сияние, туманы, грозы, град, заморозки. Приведены приземные и аэроклиматические характеристики ветра, высотные зависимости давления и плотности воздуха, а также климатические параметры ветровых и гололедных нагрузок на сооружения. Получены характеристики склоновых инверсий температуры и найдены высотные зависимости параметров отопительного периода и промерзания грунтов. Проводятся высотные зависимости атмосферных осадков, снежного покрова его водозапаса и снеговых нагрузок на сооружения. Исследуются режимы влажности воздуха, патогенности климатических условий Чуйской долины, загрязнения атмосферы ее городов – Бишкека, Токмака и Кара-Балты. Для большинства характеристик их высотные статистические зависимости приводятся до 4 км над уровнем моря (часть 1).

Во второй части книги, которая написана в соавторстве с И.А. Павловой и А.О. Подрезовым, исследуются вопросы современных изменений различных характеристик температуры (средние, средние максимальные, абсолютные максимальные, средние минимальные, абсолютные минимальные), а также годовых и сезонных сумм осадков. Приводятся нормы характеристик температуры и осадков и показатели их междугодовой изменчивости в три последовательных периода: 1931–1960 гг. – ближайший прошлый климат, 1961–1990 гг. – «базовый климат» только что прошедшего тридцатилетия, 1991–2009 (2020) гг. – оценка настоящего и ближайшего будущего климата тридцатилетия 1991–2020 гг.

Рекомендуется специалистам различных отраслей знаний и широкому кругу читателей.

П 1805040500-13

ISBN 978-9967-05-932-0

УДК 551.515.4 (575.2)
ББК 26.234.7

© ГОУВПО КРСУ, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателей книга является, по сути, научно-популярным климатическим пособием для всех желающих знать особенности климата Бишкека, Чуйской долины и обрамляющего ее с юга северного склона Киргизского хребта, его ближайшего прошлого, настоящего и ближайшего будущего. Она сочетает в себе популярность со строгим научным изложением материала. Содержащиеся в ней климатические результаты обосновываются достаточно полными фактическими и расчетными данными, изложенными с научных позиций современной климатологии, и в значительной мере основаны на научных исследованиях автора и его учеников. Текст сопровождается многочисленными таблицами и рисунками, а также формулами и пояснениями, которые позволяют в полной мере увидеть степень обоснованности полученных решений и возможности их практического использования.

При написании этой книги перед автором стояли две, обычные в подобных случаях, трудные задачи: что и в каком виде привести в ней относительно полно, что изложить предельно кратко, а что вообще оставить «за бортом»; в какой форме представить приводимые описания климатических условий, чтобы они были одновременно доступными, научно строгими и интересными для любого любознательного читателя. В результате было принято решение изложить материал в виде 33 эссе (подразделов), объединенных в 9 разделов и две части. Каждое из этих эссе должно быть по возможности автономным, т.е. в значительной мере независимым от других.

Однако привести сведения, например, только о климате Бишкека, как первоначально планировалось, оказалось невозможно без постоянных ссылок на климат Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта. Так вполне естественно определился район исследований.

Книга состоит из двух самостоятельных частей. Первая часть, включающая первые 7 разделов, посвящена описанию многих общих и специальных характеристик климата изучаемой территории по данным различных климатических справочников, и результатам исследований, проведенных к 2010 г. Вторая часть написана в *соавторстве с И.А. Павловой и А.О. Подрезовым*, и включает два раздела, в которых излагаются новые результаты исследований, полученные авторами в 2010–2012 гг. по вопросам современных изменений режима температуры воздуха и осадков.

При изложении каждого из 24 эссе (подразделов) первой части книги описание характеристик климата, как правило, начинается с Чуйской долины, затем детализируются климатические условия по Бишкеку, а после этого рассматривается северный склон Киргизского хребта, для которого в большинстве случаев приводятся установленные высотные зависимости метеорологических величин в виде таблиц, графиков или формул. Такая логическая последовательность позволила наиболее полно представить генетически единые климатические условия территории, зависящие одновременно от местных орографических условий и высоты места.

В начале каждого подраздела в качестве преамбулы даются, как правило, самые необходимые сведения общего метеорологического характера по природе и особенностях рассматриваемого явления или метеорологической величины, позволяющие читателю, не владеющему в достаточной мере специальными метеорологическими знаниями, лучше понять суть излагаемого вопроса. В таблицах приведены данные наблюдений многих метеостанций, заимствованные из различных климатических справочников [1, 4, 28, 47]. Часть этих станций работает и в настоящее время, но большинство, к сожалению,

нию, закрыты. Во всех случаях обязательно дается высота станций, период наблюдений и, как правило, краткое описание их местоположения, что необходимо для надежной привязки рассматриваемых климатических данных к конкретным условиям местности.

Вторая часть книги имеет более «научный» характер. В ней достаточно детально, на основании наблюдений метеостанций в среднем за 80-летний период 1930–2009 гг., проанализировано изменение в целом для года и по сезонам 5 различных характеристик температуры – обычных средних месячных и годовых, средних ночных, средних дневных и возможных ежегодно экстремально низких и экстремально высоких. Исследовались также изменения за этот же период годовых и сезонных сумм осадков. Эти сведения необходимы для понимания сути происходящих достаточно сложных и неоднозначных современных климатических изменений исследуемой горной территории.

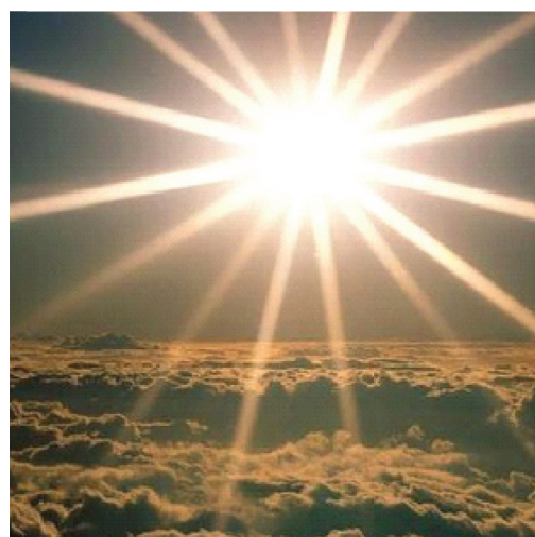
Если читателю не интересны детали такого анализа, а важен только его конечный результат, то он может найти его сразу в заключении по второй части книги, где в сжатой форме даются основные итоги исследований по изменению климата.

Как уже отмечалось, в книге использованы данные имеющихся климатических справочников и публикаций, однако в значительной мере она написана по результатам собственных исследований автора и его учеников. Это преподаватели, аспиранты и студенты старших курсов кафедры метеорологии, экологии и охраны окружающей среды (МЭО) Естественно-технического факультета Киргизско-Российского Славянского университета. Всем им автор искренне благодарен, на их труды он ссылается в этой работе. Он так же признателен сотрудникам Лаборатории прикладных геофизических исследований Киргизского научно-исследовательского отдела энергетики, которые совместно с автором участвовали в 1964–1985 гг. в проведении трудных экспедиционных гололедно-ветровых съемок открытых участков склонов и гребневой зоны многих хребтов Тянь-Шаня, Памира и Копет-Дага, которые проводились в зимние время года.

ЧАСТЬ I

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КЛИМАТА

В семи разделах первой части книги рассматриваются характеристики климата Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта, составленные автором по результатам предыдущих исследований, климатическим справочникам и атласам, т.е. по опубликованным ранее материалам. Подразделы представляют собой эссе, содержащие основные сведения по каждой рассматриваемой климатической характеристике. При этом целый ряд из них – это специальные характеристики климата (например, ветровые, гололедные нагрузки и снеговые нагрузки на сооружения), которые можно найти только в специальной литературе, и с которыми читатель возможно ранее не сталкивался. Однако они совершенно необходимы для широкого прикладного использования результатов этой работы.



**ПОГОДА И КЛИМАТ.
ПРИЧИНЫ
ИЗМЕНЕНИЙ
КЛИМАТА И ЕГО
ПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ**

1.1 Погода и климат – что это такое?

Прежде чем приступить к описанию климата столицы Кыргызской Республики – г. Бишкека и Чуйской долины, где он расположен необходимо привести ряд определений и пояснений основных метеорологических терминов, без которых будет затруднительно изложение и понимание сути рассматриваемых вопросов.

Метеорологическими величинами (МВ) обобщенно называются такие характеристики погоды как: температура – T , давление воздуха – P , сумма осадков – R , относительная влажность воздуха – f , направление – D и скорость ветра – V и др. При измерениях и вычислениях они принимают конкретные численные значения (например, $T = 21,7^\circ\text{C}$, $f = 67\%$). *Метеорологическими явлениями* (МЯ) называются физические (метеорологические) процессы такие, как град, гроза, туман, метель и др., которые одновременно описываются качественными и количественными характеристиками (например, сильный радиационный туман с видимостью менее 50 м). *Погодой* называется прошлое, текущее или будущее состояние атмосферы в конкретное время над любым пунктом или районом земного шара, выраженное через численные значения МВ и МЯ. Чем подробнее мы хотим охарактеризовать погоду, тем больший набор МВ и МЯ надо привлечь для ее описания. Например, 1 января в полдень (такого-то года) в Бишкеке наблюдалась теплая для этого времени солнечная погода с температурой воздуха $7,1^\circ\text{C}$, относительной влажностью 56 %, слабым западным ветром скоростью 2 м/с и перисто-кучевой облачностью верхнего яруса в 4 балла. Отличительной чертой погоды является то, что она всегда может быть точно определена и дается в «терминах» численных значений *самих* МВ и МЯ, а не их *осредненных* показателей.

Современные гидродинамические (численные) и синоптические методы прогноза погоды позволяют делать ее успешный прогноз до 5–7 суток. На более длительные сроки оправдываемость прогнозов быстро снижается, и за пределами примерно 10 суток становится неприемлемо низкой для практики. По-видимому, достигнут (или почти достигнут) возможный верхний предел качества прогнозов для температуры (оправдываемость составляет 85–95 % на первые трое суток в зависимости от района и времени года). По другим МВ и особенно МЯ качество прогнозов хуже. Все дело в том, что для каждого периода в 5–10 суток в атмосфере возникает случайная, но вполне определенная комбинация погодообразующих метеорологических полей (факторов), которые достаточно закономерно развиваются на этом отрезке времени, позволяя успешно предвычислять погоду. Затем эта случайная комбинация полей быстро разрушается и заменяется новой с другим течением погодных процессов, позволяя на новом отрезке времени разрабатывать очередной прогноз погоды.

Для обеспечения прогноза погоды используется глобальная метеорологическая сеть Земли, которая включает сети метеостанций Национальных гидрометслужб около 200 государств Мира – членов Всемирной метеорологической организации. Эта сеть состоит примерно из 10000 наземных метеостанций, ведущих непрерывные наблюдения за погодой, 800 аэрологических станций, производящих радиозондирование атмосферы два раза в сутки до высот 25–30 км, спутниковых метеорологических систем 10 ведущих государств Мира, заякоренных и дрейфующих автоматических океанических

метеостанций и других менее массовых и специальных средств наблюдений за погодой и климатом. На рисунке 1.1 приведено фото высокогорной автоматической метеостанции Тянь-Шань Кыргызгидромета, расположенной на высоте 3,6 км.



Рисунок 1.1 – Современная автоматическая метеорологическая станция Тянь-Шань (Кумторские сырты, высота 3,6 км)

Если провести наблюдения за погодой в каком-либо районе в течение порядка 30 лет, то совокупность или ансамбль всех наблюденных погод и будет характеризовать климат данной местности. Чтобы представить климат в удобном для восприятия виде (форме) необходимо вычислить различного рода средние, экстремальные и вероятностные характеристики интересующих метеорологических величин, а так же их повторяемости. Например, средние, вероятные максимальные и минимальные (которые также являются специальными характеристиками средних) за этот период значения температуры, осадков, влажности, ветра, повторяемости и интенсивности туманов, гроз, града и др.

Климатом данной местности (местным климатом) называется характерный для нее режим погод, наблюдаемый за период около 30 лет, который обусловлен поступающей солнечной радиацией, расположением и физико-географическими условиями территории, а также особенностями ее атмосферной циркуляции [23]. Период в 30 лет выбран потому, что от одного тридцатилетия к другому сам климат меняется уже достаточно заметно, и надо всегда говорить о климате вполне определенного периода. В то же время период в 30 лет является показательным по полноте наблюденного в нем ансамбля погод и, следовательно, получаемые по этому периоду расчетные характеристики климата являются надежными. По предложению Всемирной метеорологической организации (ВМО) климат 1961–1990 гг. является *современным (базовым)*, с которым сравниваются климаты предшествующих периодов (например, ближайший прошлый климат 1931–1960 гг.) и составляются прогнозы будущих климатов. Ближайшим будущим климатом является климат текущего очередного тридцатилетия 1991–2020 гг., первая половина которого уже истекла.

Принципиальным отличием климата от погоды является то, что он может описываться только *расчетными средними и вероятностными значениями МВ*, а не их самими значениями, как это делается для погоды.

Таким образом, область прогнозов погоды лежит во временном интервале до двух недель, а дальше уже лежит область климатических прогнозов.

Мировая система всех местных климатов образует *глобальный климат* Земли или климаты ее северного и южного полушарий. Дополнительно выделяют *региональные климаты* как климаты больших, но физико-географически и климатически достаточно однородных областей, таких как Центральная Азия, Европейская территория России, Экваториальная Африка, Антарктида и др.

Наконец, внутри *местных климатов* можно выделить территории с *микроклиматическими условиями* – это, например, район такого крупного города, как Бишкек, расположенного внутри Чуйской долины, или климат подножий Киргизского хребта по сравнению с дном самой Чуйской долины и склонами хребта. Микроклиматические условия внутри местных климатов прослеживаются по высоте не более чем в нижнем километровом слое атмосферы над ними, тогда как выше они являются совпадающими с условиями местных климатов.

Предлагаемые вашему вниманию результаты наблюдений и расчетов будут относиться к местному климату дна Чуйской долины, отдельным микроклиматическим условиям г. Бишкека или других частей долины, а также высотным изменениям климата северного склона Киргизского хребта, что будет всегда четко оговариваться в тексте.

1.2 Причины изменений и предсказуемость климата

Изменение местного климата любой территории надо рассматривать как следствие, т.е. местный отклик на изменение глобального климата Земли. На сегодняшний день наука о климате рассматривает целый ряд возможных причин изменения глобального климата [11, 13, 18, 19, 23, 26, 33, 55, 56, 57–62]. В таблице 1.1 приведен перечень основных причин с указанием на индикаторы обнаружения современного потепления климата местных и региональных климатов [2, 9, 12, 17, 18, 29, 32, 33, 35, 55, 56].

Таблица 1.1 – Причины изменений глобального климата Земли и некоторые индикаторы его современного потепления

Причины	Индикаторы
1. Эволюция светимости Солнца (млрд лет)	Повышение различных характеристик температуры воздуха
2. Изменения альбедо Земли (от десятков тысяч до млрд лет)	Увеличение частоты и длительности жарких погод летом
3. Движение литосферных плит Земли (десятки и сотни млн лет)	Сокращения частоты и длительности очень морозных погод зимой
4. Изменение вулканической деятельности (тектономагматические эпохи)	Отступление и сокращение горных ледников. Деграция ледяных щитов Антарктиды и Гренландии
5. Изменение орбитальных параметров Земли (20–100 тыс. лет)	Сокращение площади и мощности морских льдов
6. Изменение интенсивности теплообмена между океаном и атмосферой	Деграция зон вечной мерзлоты
7. Антропогенные выбросы парниковых газов	Увеличение интенсивности и повторяемости экстремальных явлений
8. Собственные нелинейные колебания климатической системы Земли	Смещение к северу зон теплолюбивой растительности

При рассмотрении причин изменений климата (таблица 1.1) очень важно понимать временные масштабы их действия. Так, Солнце в своей звездной эволюции за прошед-

шие 5 млрд лет увеличило свою яркость примерно на 25 %. Ясно, что эта первая причина на сегодняшние изменения климата влияния не оказывает, т.к. она слишком протяженная во времени.

То же самое можно сказать про вторую причину – изменение альбедо Земли (ее отражательная способность, равная в современное время примерно 30 %), которая также медленно менялась за всю ее историю. Сравнительно быстро (десятки тысяч лет) альбедо могло изменяться не как причина, а только как следствие развития оледенений, за счет высокой отражательной способности ледяных щитов.

Очень медленно, за десятки и сотни миллионов лет, происходит постоянное изменение расположения и конфигурации литосферных плит Земли вследствие вязких течений в ее мантии (третья причина). Всегда, когда в результате такой перестройки поверхности Земли в зоне полюсов сосредотачивались значительные участки суши, на ней развивалось оледенение. Сейчас льдами покрыт материк Антарктиды, который занимает южную полярную область, а также Гренландия, расположенная в северных широтах. Раньше ледники наступали и отступали, покрывая временами до 30 % суши [26].

Вулканическая деятельность на протяжении истории Земли сильно колебалась, что в прошлом, несомненно, существенно влияло на климат вследствие возникающих колебаний прозрачности и состава атмосферы из-за больших выбросов аэрозолей и газов. Но сейчас она понижена и достаточно стабильна. Происходящие время от времени отдельные извержения вулканов могут приводить лишь к кратковременным (1–3 года) похолоданиям в пределах нескольких десятых градуса, а затем атмосфера самоочищается. Эта четвертая причина может стать существенной только при активизации вулканической деятельности, чего пока не наблюдается.

Следующая причина имеет временные масштабы от 20 до 100 тыс. лет. Наблюдающиеся с периодичностью около 20, 40 и 100 тыс. лет явления прецессии земной оси, небольшие колебания угла ее наклона, а также эксцентриситета орбиты Земли, приводят к сезонному перераспределению солнечного тепла, поступающего к разным широтам (годовое количество для Земли в целом не меняется). Эта периодичность достаточно хорошо согласуется с имевшими место в последние два млн лет, плейстоценовыми оледенениями, когда климатический пульс Земли колебался с основным периодом в 100 тыс. лет. Поэтому есть все основания предполагать, что оледенения плейстоцена вызывались «орбитальными» климатическими причинами.

Океан – огромный по человеческим масштабам накопитель тепла, который очень сильно смягчает погоду и климат на Земле, гася их короткопериодные колебания. Если по каким-либо причинам интенсивность теплового взаимодействия океана и атмосферы будет меняться, то это немедленно скажется на климате (шестая причина). Результаты работы [57] показывают, что это и происходит в настоящую эпоху с периодичностью в несколько десятков лет и имеет прямое отношение к современным колебаниям климата. Аналогично, примерно в таких же временных масштабах возможны воздействия на современный климат и неравномерности угловой скорости вращения Земли [13].

Следует, однако, отметить, что обе названные причины пока еще носят характер дискуссионных.

Антропогенные выбросы парниковых газов (причина 7) несомненно, есть очень «эффектный» и всем понятный фактор возможного современного потепления. Именно этим фактором, прежде всего, пытаются объяснить наблюдаемое сейчас глобальное потепление климата Земли [18, 26, 33, 60–62] и потепление ее региональных климатов. Но не надо забывать, что антропогенные выбросы происходят только в последние 100–150 лет, тогда как колебания климата Земли, порой очень сильные и драматичные, наблюдались в период всей ее истории длительностью в 4,6 млрд лет. Причем в последние 500

тыс. лет, по которым сведения о климате наиболее достоверны, были периоды, когда увеличение концентрации CO_2 шло «за изменением температуры», а не впереди, как это требует парниковый эффект.

В настоящее время многие ученые все более склоняются к мысли, что наблюдаемые колебания климата Земли есть следствие более сложных процессов, объясняемых собственными нелинейными колебаниями ее климатической системы случайного характера, на которые накладываются антропогенные воздействия [11, 13, 19, 33, 57, 58]. Ключевыми словами здесь являются *нелинейность и случайность*. Нелинейность означает, что малые причины (малые воздействия) могут вызывать при определенных обстоятельствах большие изменения или последствия (т.е. причины и следствия не прямо пропорциональны). Скорее всего, внутренним свойством климатической системы Земли является возникновение в ней собственных колебаний климата за счет постоянно меняющейся случайно возникающей комбинации климатообразующих факторов, закономерность изменений и колебаний которых нам пока неизвестна [19].

Теория климата еще только создается [33], при этом в последние десятилетия в ее развитии достигнут впечатляющий прогресс. Создание сложных глобальных климатических моделей явились несомненным прорывом в науке о климате. Однако до полной уверенности в том, что получаемые по ним сценарии будущих климатических условий соответствуют действительности еще очень далеко. Существующие на сегодняшний день климатические модели, несомненно, требуют коренного улучшения и, прежде всего, на региональном масштабе, чтобы можно было прогнозировать изменение региональных и местных климатов. Есть веские аргументы ряда ученых, что модели без такого коренного улучшения пока не могут использоваться как инструмент прогнозов климата [58].

Наиболее *достоверными данными* о современных климатических изменениях в любом регионе являются прямые многолетние наблюдения метеостанций. Их климатический анализ позволяет со всей полнотой ответить на вопросы о его текущем и прошлом климатах и в, определенной мере, о ближайшем будущем климате. Именно этой цели посвящено настоящее издание.



2

**КЛИМАТО-
ОБРАЗУЮЩИЕ
ФАКТОРЫ
ИССЛЕДУЕМОЙ
ТЕРРИТОРИИ**

Основными климатообразующими факторами для местного климата любого района являются его общее местоположение и физико-географические условия, поступающая солнечная радиация, а также особенности циркуляции атмосферы, которая дополнительно перераспределяет между различными широтами поступающее солнечное тепло. Рассмотрим эти факторы для Чуйской долины.

2.1 Физико-географические факторы климата

Чуйская долина находится на северной периферии одной из самых высокогорных систем Мира – Тянь-Шаня (рисунок 2.1). Она расположена в центральной части огромного материка Евразии, вдали от смягчающего влияния на климат Атлантического океана, что предопределяет его резко континентальный характер [2, 3, 8, 20–23, 30, 35, 40, 54].

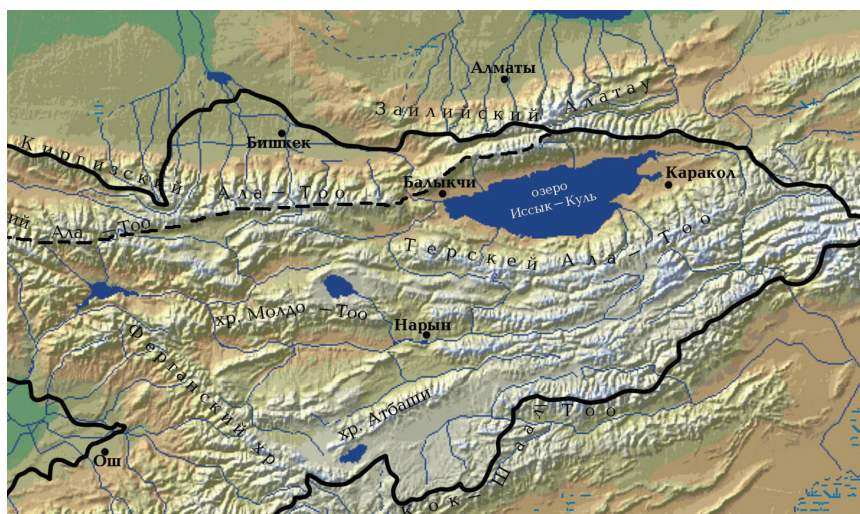
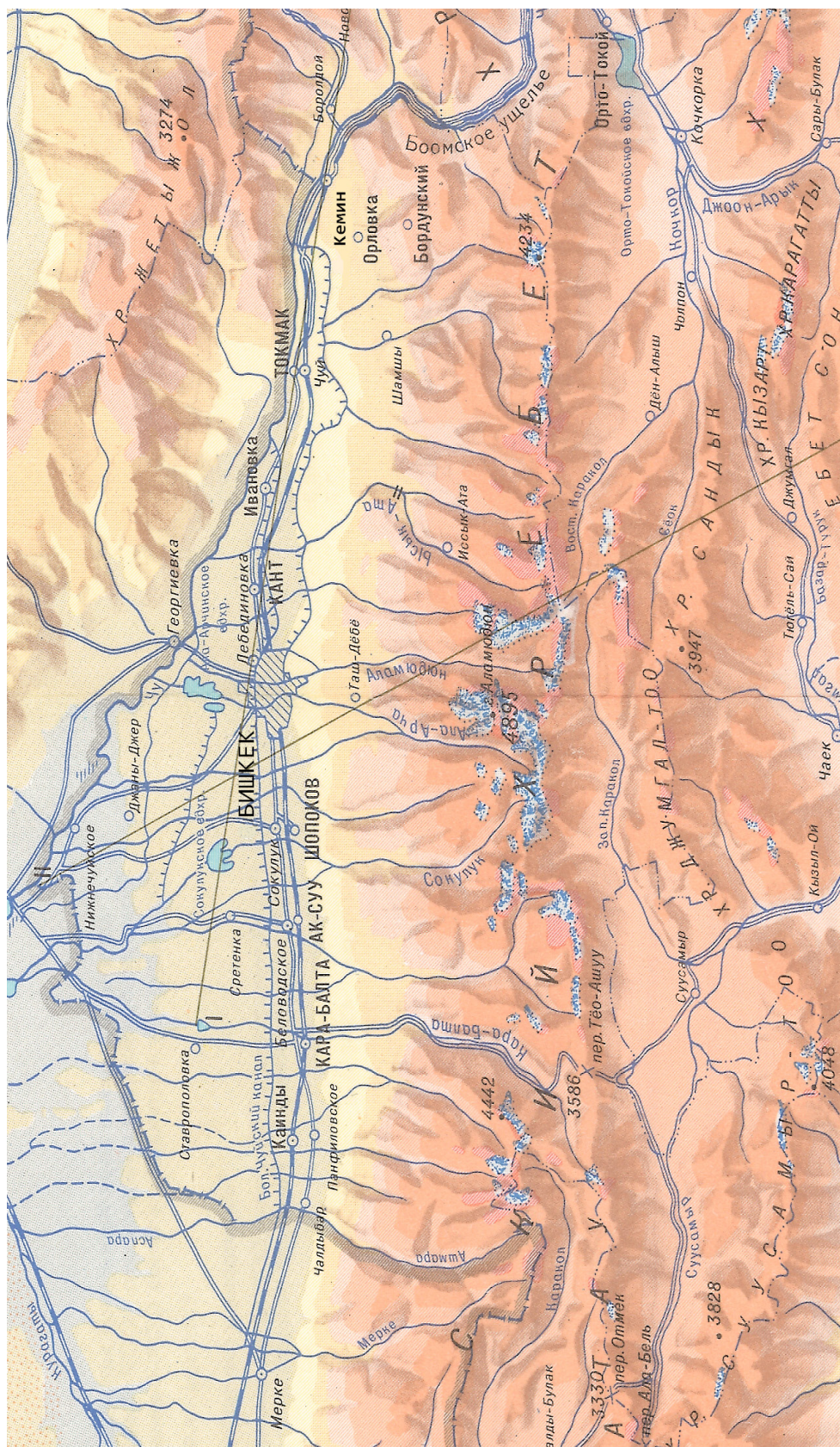


Рисунок 2.1 – Орографическая схема Тянь-Шаня. На его северной периферии находится Чуйская долина с г. Бишкек. Пунктиром показана южная граница климатической провинции Северного, Северо-Западного Кыргызстана, включающего Таласскую, Чуйскую и Чон-Кеминские долины

Климатически Чуйская долина и ее южное горное обрамление – северный склон Киргизского хребта – входят в провинцию Северного, Северо-Западного Кыргызстана, включающую Таласскую, Чуйскую и Чон-Кеминские долины и характеризующуюся единством генезиса своих климатов [2, 20, 40]. Физико-географическая карта долины приведена на рисунке 2.2, а на рисунке 2.3 показаны два вертикальных разреза ее рельефа – почти широтный по оси долины и второй примерно в меридиональном направлении [3].

Карта и разрезы рельефа позволяют наглядно судить об особенностях орографического строения долины. Например, хорошо видно, что в качестве условной границы подножий на ее юге и востоке может быть взята изогипса 1000 м.

На западе, в пределах Кыргызстана, Чуйская долина ограничена (рисунок 2.2) меридианом р. Аспара ($73,4^\circ$ в.д.), на востоке устьем Боомского ущелья ($75,9^\circ$ в.д.), на севере параллелью $43,3^\circ$ с.ш., на юге гребнем Киргизского хребта (примерно $42,4^\circ$ с.ш.).



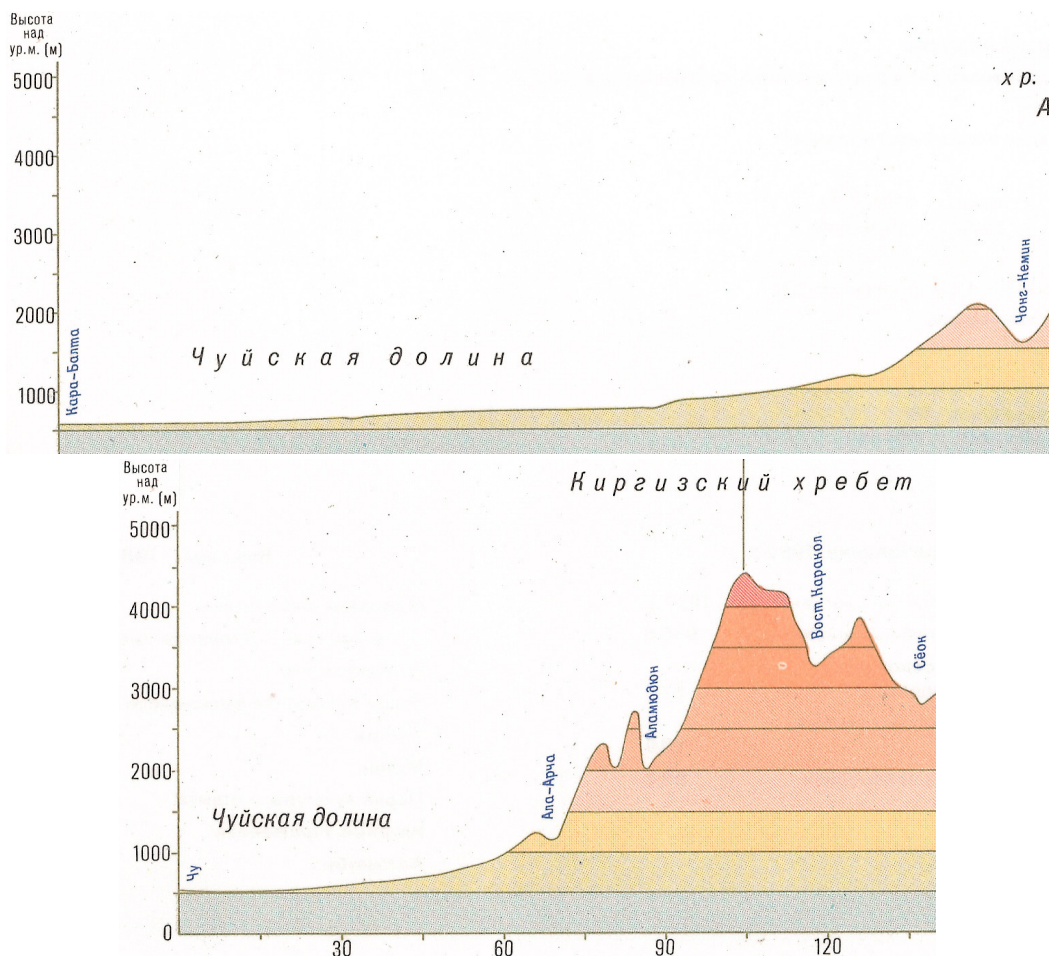


Рисунок 2.3 – Субширотный (вверху) и субмеридиональный (слева) разрезы рельефа Чуйской долины и ее горного обрамления (вдоль пересекающихся линий на рисунке 2.2)

Она имеет вид расширяющегося и слабо наклоненного к северо-западу (рисунки 2.2 и 2.3) в пески Муюн-Кум конуса, вершина которого лежит у выхода р. Чу из Боомского ущелья. Днище долины плавно повышается с севера на юг и с запада на восток от 500 (600) до 1000 м (примерная высота подножья северного склона Киргизского хребта). Длина долины в широтном направлении около 220 км, а ширина меняется от 5–10 км в узкой восточной части до 200 км на крайнем западе.

Столица Кыргызстана, г. Бишкек, расположена на благодатной подгорной равнине, занимая высотную зону почти от подножья северного склона Киргизского хребта на юге (высоты южных микрорайонов около 900 м) и захватывая на севере зону с высотами примерно до 700 м. Центральная широтная зона города имеет высоты около 740–760 м.

Главная река долины – Чу течет с юго-востока (востока) на северо-запад и является пограничной с Казахстаном в своей средней части. Днище долины хорошо обжито и используется под поливное земледелие – посевы зерновых, овощей, бахчеводство и садоводство.

Высокий Киргизский хребет (средняя высота гребневой линии – 3,7 км; максимальная – 4,895 км, пик Аламыудун на рисунке 2.2), обрамляющий Чуйскую долину с юга, является широтным хребтом-барьером, выполняя роль местного климатораздела. За ним лежит Внутренний Тянь-Шань, высокое внутреннее нагорье с более холодным и более континентальным климатом. Так как хребет ориентирован почти широтно, то потоки

общей циркуляции атмосферы большей частью направлены по отношению к нему по касательной. Это значит, что вынужденная конвекция по его северному склону не столь интенсивна и, следовательно, не столь интенсивно происходит увеличение осадков с высотой, как это было бы при меридиональной ориентации хребта (что наблюдается, например, на субмеридиональных хребтах-барьерах Западного Тянь-Шаня – Псемском, Угамском, Чаткальском, Ферганском).

Наиболее крупными реками северного склона Киргизского хребта являются Мерке, Аспара, Кара-Балта, Ак-Суу, Сукулук, Ала-Арча, Аламедин, Арасан, Иссык-Ата, Кегеты и Шамси.

С севера Чуйская долина ограничена расположенными уже в пределах Казахстана и понижающимся с востока на запад, хребтом Жетыжол с горами Киндыктас (высоты до 2,5–3 км), а затем более низкими Чу-Илийскими горами (высоты 1–1,5 км и ниже).

Можно выделить следующие четыре ландшафтно-климатических пояса на северном склоне Киргизского хребта [3].

1. Долинно-предгорный пояс (от 500–600 до 900–1200 м), который характеризуется жарким субтропическим 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 летом, осенью и в году в целом.

2. Среднегорный пояс (от 900–1200 м до 2000–2200 м), который имеет типичный умеренный климат с теплым летом (средние температуры июля 15..., 20 °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), который уже имеет климат с прохладным летом и холодной зимой. Средняя июльская температура здесь колеблется от 10 до 15 °С, а января от –10 до –20 °С.



Рисунок 2.4 – Ледник Голубина долинного типа на северном склоне Киргизского хребта в бассейне р. Ала-Арча. Площадь 6,2 км²; длина 5,6 км; толщина колеблется в пределах от 20–30 м у языка и до 110–120 м в верхней зоне

4. Нивальный пояс (от 3500 м и выше) характеризуется суровым очень холодным климатом и развитием оледенения. Это пояс скал, снежников, горных ледников, возникающих за счет аккумуляции влаги. Даже в нижней части пояса средние июльские температуры не превышают значений около $+5^{\circ}\text{C}$ а январские опускаются ниже -20°C .

Основное оледенение Киргизского хребта сосредоточено на его северном (затененном) склоне, где находится 94 % всех ледников [12]. Зона максимального развития оледенения соответствует наиболее высокой центральной области хребта от бассейна р. Мерке на западе до бассейна р. Шамси на востоке, занимая область высот 3,2–4,9 км.

По последним данным работы [12], общее число ледников на северном склоне Киргизского хребта равно 424. Их размеры сильно колеблются по площади, от очень маленьких «остаточных» с площадью порядка $0,1\text{ км}^2$ до вполне внушительных в 10 км^2 . Суммарная площадь оледенения северного склона составляет $471,2\text{ км}^2$, так что условный «средний ледник» имеет значения площади, длины и толщины соответственно равные $0,83\text{ км}^2$, $1,65\text{ км}$ и 47 м . Самый крупный ледник № 311 расположен в долине р. Кен-Тор (бассейн р. Норус). Его длина составляет $6,5\text{ км}$, а площадь – 10 км^2 [3, 29].

На рисунке 2.4 показано фото ледника Голубина, расположенного в долине р. Ала-Арча и являющегося одним из наиболее крупных на Киргизском хребте.

Наблюдающаяся в настоящее время деградация оледенения северного склона хребта идет сравнительно медленно [12, 29] за счет благоприятной экспозиции склона. Здесь площади аккумуляции осадков пока превышают площади таяния ледников. Поэтому объемы ледникового стока будут возрастать еще лет 15–20 и только потом начнут уменьшаться.

2.2 Радиационные факторы климата

Определяющим фактором формирования климата Земли является приходящее от Солнца тепло в виде его электромагнитного излучения, которое называется коротковолновой солнечной радиацией (у земной поверхности спектр излучения составляет $0,3\text{--}4\text{ мкм}$). Оно сложным образом путем физических и химических процессов, преобразуется в атмосфере, деятельном слое Земли, Мировом океане и биосфере, создавая то, что мы называем климатом.

Приход коротковолновой солнечной радиации в каждой местности зависит от ее широты и режима облачности. Южное положение Чуйской долины и благоприятный режим облачности (см. подразд. 3.1) обуславливает высокий уровень падающей радиации. Однако она частично рассеивается и поглощается в атмосфере, отражается облаками и землей, переизлучается как атмосферой, так и земной поверхностью. Только та часть радиации, которая в результате всех этих процессов остается на земной поверхности и идет на ее нагревание (а от нее нагревается и приземный слой воздуха), называется радиационным балансом или остаточной радиацией. Баланс измеряется в мега Джоулях на 1 м^2 горизонтальной поверхности (МДж/м^2). Если значение баланса положительно, то происходит нагрев почвы и прилегающего слоя воздуха, если отрицательно, то охлаждение.

Чуйская долина ($42\text{--}43^{\circ}$ с.ш.) находится на северной границе субтропического пояса Земли, немного южнее ее срединной широты 45° . Поэтому полуденная высота Солнца здесь даже в декабре не бывает ниже $23,8^{\circ}$, а в июне она достигает $70,5^{\circ}$.

В таблице 2.1 приведены значения климатических норм радиационного баланса для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль и октябрь) и года в целом для трех разновысотных станций, где проводятся эти сложные измерения, а на рисунке 2.5 показан график его годового хода для двух предельных по высоте станций Бишкек и Тянь-Шань.

Как видно, в среднем для года радиационный баланс в Чуйской долине и на всех высотах Киргизского хребта положителен, хотя и уменьшается от значения 2099 МДж/м² в Бишкеке до 1627 МДж/м² на высотах около 3,6 км (на 22,5 %). Это объясняется увеличением с высотой эффективного излучения, представляющего собой разность длинноволнового излучения земной поверхности вверх и противоизлучения атмосферы вниз.

Таблица 2.1 – Климатические нормы радиационного баланса (МДж/м²) на разных высотах

Станция (z, км), расположение	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76), днище Чуйской долины	-0,7	252	343	101	2099
Сусамыр (2,07), среднегорная котловина	-41	233	357	117	2001
Тянь-Шань (3,61), Кумторские сырты	-42	142	359	63	1627

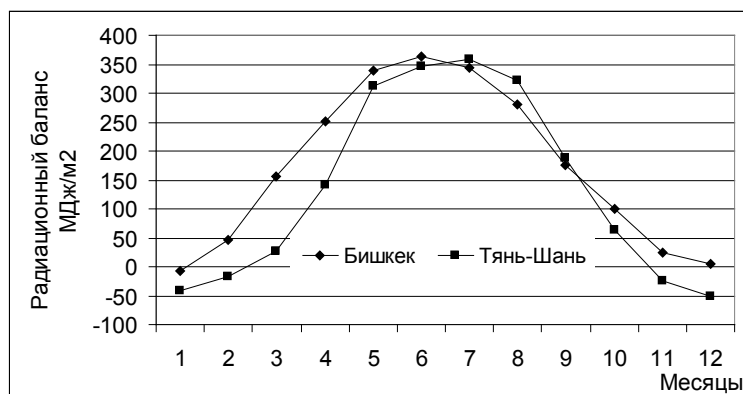


Рисунок 2.5 – График изменения многолетних средних значений радиационного баланса (МДж/м²) по месяцам года для станций Бишкек (0,756 км) и Тянь-Шань (3,61 км)

Месячные значения баланса на МС Бишкек слабо отрицательны только в январе – 0,7 МДж/м², когда за счет радиационного фактора происходит охлаждение земной поверхности и приземного слоя воздуха в днище долины. На МС Тянь-Шань (3,61 км) баланс уже отрицателен с ноября по февраль, т.е. в этот период года за счет радиационного фактора на высотах около 3,5 км в среднем идет охлаждение склонов и прилегающего к ним воздуха. На более низких высотах картина будет соответствовать промежуточным условиям между МС Бишкек и МС Тянь-Шань. Например, на МС Сусамыр (2,07 км) баланс отрицателен с декабря (–20 МДж/м²) по февраль (–1 МДж/м²), имея среднегодовое значение 2001 МДж/м².

Радиационные факторы формирования климата в Чуйской долине имеют *резко преобладающее влияние* в летний период года, когда благодаря сильному дневному прогреву воздуха в целом над Средней Азией формируется малоградиентное поле пониженного давления с малооблачной жаркой погодой. В результате, летом климат в днище Чуйской долины и г. Бишкеке соответствует климату *сухих субтропиков*.

Зимой, вследствие сокращения прихода солнечной радиации из-за короткой длительности дней, а также развивающейся интенсивной циклонической деятельности с вторжениями холода с запада, северо-запада и севера, циркуляционные факторы формирования климата становятся *преобладающими* (см. подразд. 2.3). В результате, климатические условия зимы для днища Чуйской долины и г. Бишкека соответствуют более холодным климатам *южной зоны умеренных широт*.

2.3 Циркуляционные факторы климата

Все многообразие циркуляционных условий атмосферы, в значительной мере определяющих текущую смену погод в Кыргызстане (а, следовательно, и его климат), можно представить 17 типами синоптических процессов [8, 31], названия и повторяемость которых приведены в таблице 2.2 (типы расположены в порядке убывания повторяемости).

Первые 8 типов наблюдаются примерно равномерно по сезонам, повторяемость каждого из них в году выше условной средней ($100\%:17=5,9\%$) и в сумме все они дают повторяемость в году 85,5 %. Исключением является только тип 12 (малоградиентное поле пониженного давления), который имеет самую высокую повторяемость летом, почти 23 % (летний тип). Только летом наблюдается также редкий 11 тип – термическая депрессия (1,5 %).

Все эти типы по режиму погоды можно объединить в четыре группы.

Группа А. *Циклонические прорывы через юг Средней Азии из Ирана и Афганистана (южнокаспийский, мургабский, верхнеамударьинский циклоны) и широкий вынос тепло-го воздуха, т.е. типы 1, 2, 3 и 4.* Процессы этой группы обуславливают теплую зимнюю погоду и осадки. В летние месяцы эта группа практически отсутствует.

Группа Б. *Типы холодной погоды зимой и с пониженным фоном температуры воз-духа летом, связанные с холодными вторжениями с северо-запада и севера.* Основная аккумуляция снега в зимний период связана с этой группой синоптических процессов. Летом в горных районах развиваются грозы и ливневые осадки, обусловленные неустойчивой стратификацией атмосферы. К этой группе относятся северо-западное (тип 5) и северное (тип 6) холодные вторжения, волновая деятельность на холодном фронте на юге и юго-востоке Средней Азии (тип 7) и малоподвижный циклон на севере Средней Азии (тип 8), которые обычно завершают процессы группы А.

Группа В. *Погоды без осадков.* К ней относятся южная (тип 9а), юго-восточная (тип 9б), юго-западная (тип 9) периферия антициклона, центральная часть антициклона (тип 13) малоградиентное поле повышенного (тип 12а) или пониженного (тип 12) давления, термическая депрессия (тип 11). В летние месяцы они устанавливаются после процессов группы Б и сопровождаются ясной жаркой погодой. В холодный период они чаще служат переходом к процессам группы А, характеризуются преобладанием устойчивой ясной погоды, изредка, в основном в утренние часы, наблюдаются туманы. Исключение составляют юго-восточная периферия антициклона, при которой в горных районах возможны осадки, связанные с адвекцией холодного воздуха и орографическим усилением размытых фронтов. (Осадки в горных районах возможны также и при развитии высотного циклона.)

Группа Г. *Циклоническая деятельность развита в средних широтах (50–55° с. ш.). Средняя Азия попадает на южную периферию циклонических систем, реже западный циклон смещается через Среднюю Азию. Процесс заканчивается вторжением с запада (тип 10) относительно холодных и влажных масс воздуха.* Летом западные вторжения вызывают некоторое понижение температуры воздуха по сравнению с предшествующей жаркой погодой (особенно после термической депрессии), сопровождаются пыльными бурями, сильными ветрами. В холодное время понижение температуры невелико, но почти всегда оно сопровождается выпадением осадков.

В различные сезоны года характер погоды над Средней Азией, в том числе и Кыргызстаном, обуславливается определенным сочетанием некоторых типов синоптических процессов.

Летом над Кыргызстаном циклоническая деятельность не развита. Зона прохождения циклонов находится далеко на севере. Преобладает радиационный фактор фор-

Таблица 2.2 – Повторяемость типов синоптических процессов над Кыргызстаном [31]

Тип синоптического процесса	Повторяемость, %				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Преобладающие типы с повторяемостью более 5,9 %					
10. Западное вторжение	14,4	15,5	13,4	13,7	15,1
14. Теплый сектор циклона или предфронтальное положение	15,9	13,6	13,1	13,1	13,9
9. Юго-западная периферия антициклона	16,3	12,0	7,2	15,7	12,8
9а. Южная периферия антициклона	14,4	11,0	6,8	14,0	11,6
12. Малоградиентное поле пониженного давления	2,6	7,8	22,8	9,0	10,4
9б. Юго-восточная периферия антициклона	7,6	8,0	6,9	9,5	8,0
7. Волновая деятельность	8,9	8,8	6,4	5,5	7,4
12а. Малоградиентное поле повышенного давления	6,8	5,9	4,8	7,7	6,3
Редко наблюдаемые типы с повторяемостью менее 5,9 %					
5. Северо-западное вторжение	1,7	3,0	5,5	5,2	3,8
6. Северное вторжение	2,2	2,8	4,2	2,7	3,0
8. Малоподвижный циклон над Средней (Центральной) Азией	1,0	5,4	3,3	2,2	3,0
1. Южнокаспийский циклон	2,9	2,1	0,5	0,6	1,5
2. Мургабский циклон	2,1	2,3	0,2	0,4	1,3
3. Верхнеамударьинский циклон	1,6	1,4	0,4	0,4	0,9
13. Центральная часть антициклона	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
4. Широкий теплый вынос	0,1	0,2	-	0,1	0,1
11. Летняя термическая депрессия	-	-	1,5	-	-

мирования климата: воздух сильно прогревается и возникает безфронтальная область малоградиентного поля пониженного давления (тип 12), с характерной для него ясной, жаркой и часто мглистой погодой. При западных (тип 10), холодных северо-западных (тип 5) и северных (тип 6) вторжениях воздух очень быстро прогревается при движении на юг, над обширной Туранской низменностью, что не дает заметного понижения температуры в Чуйской долине (снижаются в основном дневные максимумы), в горах при этом развиваются грозы и выпадают осадки.

В сентябре наступает общее сезонное понижение температуры с большими ее колебаниями ото дня к ночи, но погоды стоят ясные, без осадков и все еще жаркие днем. Холодные вторжения, за исключением редких случаев, пока не вызывают сильных похолоданий, но циклоническая деятельность постепенно активизируется и со второй половины октября она уже достаточно интенсивна. Холодные вторжения в это время становятся теперь ярко выраженными в погоде, хотя они еще не так часты, как будут в ноябре-декабре.

Активная циклоническая деятельность, начавшаяся с ноября, продолжается до первой половины января, после чего ее область смещается на юг за пределы Средней Азии. Чуйская долина в это время находится под сильным влиянием отрогов зимнего Сибирского антициклона (типы 9, 9а и 9б), являющегося сезонным центром действия атмосферы и достигающего в это время своего максимального развития над районами Восточной Сибири. Зимой преобладает ясная или малооблачная, тихая погода, часто с затоками холодного арктического воздуха и его дополнительным ночным выхолажи-

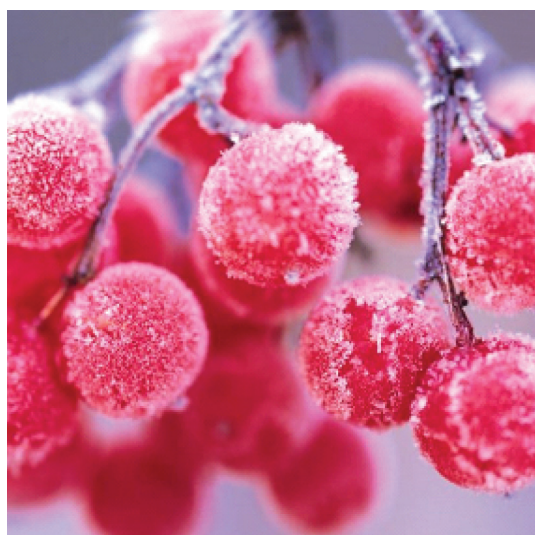
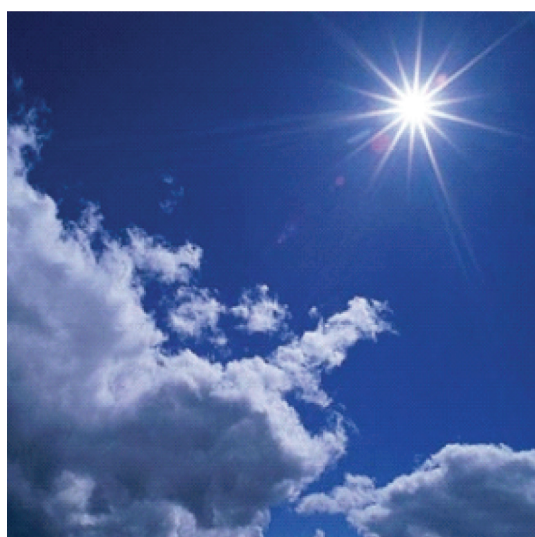
ванием в приземном слое. В это время возникают самые низкие зимние температуры. Такая погода с перерывами удерживается часто до последней декады февраля, после чего Сибирский антициклон начинает постепенно разрушаться и влияние его отрогов на погоду в Кыргызстане быстро прекращается. Однако подвижные северо-западные антициклоны продолжают оказывать существенное влияние на погоду во все сезоны.

В марте зона активной циклонической деятельности с теплым воздухом вновь смещается с юга на территорию Средней Азии. Но над территорией Сибири и Казахстана в это время еще зима. Кыргызстан оказывается в зоне больших контрастов температур и очень интенсивной циклонической деятельности с возможными непродолжительными, но резкими и сильными похолоданиями.

Со второй половины апреля зона циклонической деятельности из районов Средней Азии смещается далеко на север. Происходит быстрое сезонное повышение температуры воздуха, протекает резкая и короткая среднеазиатская весна с возможными заморозками, опасность которых сохраняется в Чуйской долине весь май. Это время сезона активной грозовой деятельности и ливневых дождей, обусловленных холодными вторжениями и развитием термической конвекции над хорошо прогреваемой Солнцем и хорошо увлажненной земной поверхностью.

С начала мая по характеру режима температур можно говорить уже о наступлении лета. Дней с антициклоническими процессами становится все меньше и меньше, и постепенно происходит переход к обширному, захватывающему всю территорию Средней Азии, летнему малоградиентному полю пониженного давления.

Так в общих чертах выглядят циркуляционные особенности года в Средней Азии и в том числе в Чуйской долине и связанные с ними режимы погоды.



3

АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ОБЛАЧНОСТЬ

Атмосферными явлениями называются метеорологические процессы, которые происходят в видимой окрестности метеостанций и для своего описания требуют одновременно как количественных, так и качественных характеристик. Это, например, туманы различной интенсивности и фазового состояния, грозы, град, заморозки и др. Как правило, они затрудняют ту или иную сторону жизнедеятельности человека или даже представляют для нее значительную опасность. Но есть и приятное исключение – солнечное сияние, которое также относится к явлениям, но представляет собой естественный необходимый метеорологический процесс для всех видов земной жизни.

В этом разделе будут рассмотрены такие метеорологические явления как солнечное сияние и облачность, туманы, грозы и град, а так же заморозки, цветение медоносов и опасность их поражения заморозками.

3.1 Солнечное сияние и облачность

Солнечное сияние и облачность являются наиболее наглядными характеристиками климата, которые воспринимаются нами непосредственно как общие показатели его комфортности. По этим показателям климата г. Бишкек, Чуйскую долину, северный склон Киргизского хребта, как и Тянь-Шань в целом, по праву можно назвать солнечными. Это объясняется субтропическим южным положением этих районов и благоприятным режимом облачности.

Солнечное сияние. Если бы облачность не снижала продолжительность солнечного сияния, то она совпадала бы с продолжительностью дня. Это давало бы максимально возможную продолжительность сияния. Поэтому приведем сначала данные о восходе и заходе Солнца, и продолжительности дня в Бишкеке на 1, 10 и 20 число каждого месяца, вычисленные в принятом для Кыргызстана зимнем (декретном) времени, по которому идут наши часы (таблица 3.1).

Как видно, самые короткие дни в Бишкеке наблюдаются в 20-х числах декабря (дни зимнего солнцестояния) и составляют около 8 ч 58 мин, когда Солнце восходит позже всего в году, в 8 ч 27 мин, а заходит ранее всего в году, в 17 ч 24 мин.

Самые длинные дни в Бишкеке наблюдаются в 20-х числах июня (дни летнего солнцестояния) и составляют около 15 ч 17 мин, когда Солнце восходит ранее всего в году, в 5 ч 21 мин и заходит позже всего в году, в 20 ч 38 мин.

Данными этой таблицы достаточно точно можно пользоваться для решения многих организационных вопросов и в обыденной жизни в пределах всей Чуйской долины.

В таблице 3.2 приведены фактические климатические нормы характеристик солнечного сияния для центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль, октябрь) и года для четырех разновысотных станций – Бишкек, Сусамыр, Тюя-Ашу южная и самой высокогорной в Кыргызстане станции Тянь-Шань [28]. Для сравнения приведены такие же данные для Рима и Афин с их типичными субтропическими условиями климата [53].

Хорошо видно, что число часов солнечного сияния в году практически не зависит от высоты места. В среднем для года по всем высотным зонам оно велико и на удивление почти совпадает по всем трем станциям – Бишкек, Сусамыр и Тянь-Шань, составляя 2584–2589 ч. (По станции Тюя-Ашу продолжительность сияния в году и по месяцам несколько ниже за счет того, что она расположена в верхней части узкой склоновой до-

Таблица 3.1 – Зимнее время восхода и захода Солнца и продолжительность дня (час:мин), рассчитанные для координат метеостанции Бишкек. (Для перехода к среднему солнечному времени восхода и захода из табличных данных надо вычесть 1 ч)

Число месяца	Характеристика	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь
1	Восход	8:30	8:15	7:39	6:45	5:55	5:24
	Заход	17:32	18:06	18:44	19:22	19:56	20:27
	День	9:02	9:51	11:05	12:37	14:01	15:04
10	Восход	8:29	8:06	7:24	6:28	5:43	5:21
	Заход	17:40	18:18	18:55	19:31	20:06	20:34
	День	9:11	10:13	11:31	13:03	14:23	15:13
20	Восход	8:25	7:53	7:07	6:11	5:32	5:21
	Заход	17:51	18:32	19:08	19:43	20:16	20:38
	День	9:26	10:39	12:01	13:42	14:44	15:17
Число месяца	Характеристика	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
1	Восход	5:25	5:51	6:26	6:59	7:37	8:13
	Заход	20:39	20:18	19:31	18:35	17:46	17:23
	День	15:14	14:27	13:05	11:35	10:09	9:10
10	Восход	5:31	6:01	6:36	7:10	7:49	8:20
	Заход	20:36	20:06	19:14	18:19	17:36	17:22
	День	15:06	14:05	12:38	11:09	9:48	9:01
20	Восход	5:39	6:12	6:47	7:22	8:01	8:27
	Заход	20:30	19:51	18:55	18:03	17:28	17:24
	День	14:51	13:39	12:08	10:41	9:27	8:58

Таблица 3.2 – Суммарная за месяц и год продолжительность солнечного сияния (ч), отношение наблюдавшейся продолжительности к максимально возможной при отсутствии облачности (%) и число дней без солнца по данным метеостанций

Станция (z, км), расположение	Характеристика сияния	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Метеостанции Кыргызстана						
Бишкек (0,76), Чуйская долина	Часы	138	200	337	205	2584
	%	47	50	72	60	58
	Дни	6	4	0,2	4	42
Сусамыр (2,07), среднегорная котло- вина	Часы	151	192	320	208	2589
	%	51	48	69	60	58
	Дни	5	2	0,2	2	32
Тюя-Ашу южная (3,22), Киргизский хребет	Часы	159	178	238	175	2193
	%	64	56	65	61	61
	Дни	3	2	0	3	32
Тянь-Шань (3,61), Кумторские сырты	Часы	174	228	263	224	2586
	%	59	57	59	65	58
	Дни	2	0,9	0,5	0,5	12
Метеостанции Италии и Греции (для сравнения)						
Рим	Часы	114	176	348	152	2362
	%	38	44	76	47	52
Афины	Часы	149	215	364	210	2655
	%	49	55	81	61	60

лины и поэтому частично экранируется рельефом. Данные по станции, несмотря на это, приводятся для повышения убедительности общей картины.)

Фактически наблюдаемая продолжительность солнечного сияния в году по всем станциям составляет 58 % от максимально возможной (которая бы наблюдалась при отсутствии облачности). Таким образом, для года в целом плотная облачность снижает солнечное сияние по каждой из станций всего на 42 %.

Наибольшая продолжительность сияния наблюдается в июле (263–337 ч), причем на самой высокогорной станции Тянь-Шань она заметно ниже (263 ч), чем в Бишкеке (337 ч). Это объясняется более интенсивным развитием в высокогорных зонах летней конвективной облачности, снижающей солнечное сияние (сравните снижение за счет облачности в июле – Бишкек только на 28 %, Тянь-Шань на 41 %). Зато зимой, когда наблюдается минимальная продолжительность солнечного сияния, наоборот, на станции Тянь-Шань продолжительность заметно больше (январь, 174 ч), чем в Бишкеке (январь, 138 ч), что также объясняется различием режимов нижней облачности зимой.

Число дней в году без Солнца (когда днем оно не просвечивало через облака даже в течение нескольких минут, что определяется по записям гелиографа) самое большое в Чуйской долине (МС Бишкек 42 дня), уменьшаясь в среднегорье (МС Сусамыр 32 дня) и становясь очень малым в высокогорье (МС Тянь-Шань, всего 12 дней).

Сравнение приведенных данных с режимом солнечного сияния в Афинах и Риме говорит об идентичности в этом плане климатических условий Чуйской долины и Киргизского хребта с Грецией и Италией с их типично субтропическими климатами.

Облачность. Степень покрытия неба облаками оценивается на метеостанциях глазомерно по 10-балльной шкале. Облака по высоте расположения их нижней границы подразделяют на три высотных яруса: верхний (выше 6 км), средний (от 2 до 6 км) и нижний (менее 2 км). В отдельный класс выделяются конвективные или кучевые облака, которые, вследствие своей возможной большой толщины, могут пронизывать все три яруса одновременно. При этом, отдельно по условиям как *общей*, так и *нижней* облачности, в климатологии принимается: 0–2 балла – ясная погода, 3–7 баллов – полужасная погода и 8–10 баллов – пасмурная погода. Очевидно, что характер вида неба при полужасной и пасмурной погоде по условиям верхней и нижней облачности может восприниматься совершенно различно, в зависимости от плотности верхней облачности.

В таблице 3.3 для центральных месяцев сезонов и года приведены средние значения общей и нижней облачности по четырем разновысотным станциям Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта.

Таблица 3.3 – Многолетнее среднее количество (климатическая норма) общей и нижней облачности в баллах по метеостанциям [28, 46]

Станция (z, км), расположение	Облачность	Сезоны года				Год
		Январь	Апрель	Июль	Октябрь	
Бишкек (0,76), Чуйская долина	Общая	6,2	6,9	4,4	4,8	5,6
	Нижняя	2,6	3,6	2,6	2,4	2,9
Чон-Арык (1,11), подножье хребта	Общая	5,8	6,7	4,2	4,7	5,3
	Нижняя	2,7	4,1	2,6	2,6	2,9
Байтык (1,58), нижняя зона склона	Общая	5,4	6,8	4,3	4,6	5,2
	Нижняя	1,7	4,0	2,6	2,4	2,6
Тюя-Ашу сев. (3,09), пригребневая зона	Общая	5,0	6,4	4,7	4,3	5,1
	Нижняя	1,5	3,4	3,8	2,6	2,8

Хорошо видно, что режим облачности весьма прост и практически не зависит от высоты. Так, для года количество общей облачности находится в узком диапазоне – от

5,1 балла на Тюя-Ашу сев. (3,09 км) до 5,6 балла в Бишкеке (0,76 км). Общая облачность максимальна весной (апрель 6,4–6,9 балла), в период развития интенсивной циклонической деятельности, и минимальна летом (июль 4,2–4,7 балла), когда «господствует» малоградиентное поле пониженного давления.

Количество нижней облачности по всем станциям примерно в два-три раза меньше, чем общей. В среднем для года она также не зависит от высоты, находясь по станциям в узком диапазоне 2,6–2,9 балла. Так, на МС Бишкек в среднем для года она равна 2,9 балла.

В годовом ходе нижней облачности ее максимум, как и для общей, наблюдается весной (апрель 3,4–4,1 балла), но минимум соответствует зиме (январь 1,5–2,7 балла), а не лету. Это объясняется почти полным отсутствием конвективной (кучевой) облачности зимой, которая не развивается в этот сезон, являясь по своей метеорологической природе облачностью только теплого периода года.

В таблице 3.4 приведена повторяемость ясного, полужасного и пасмурного состояния неба по условиям как общей, так и нижней облачности по тем же четырем разновысотным станциям Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта. Видно, что по критерию *общей облачности* в среднем для года и по сезонам колебания повторяемости каждого из состояний неба по высоте малы и не носят закономерного характера. Поэтому можно осреднить их по станциям и с успехом оперировать средними данными для всей Чуйской долины, включая и склон хребта. В результате, получим, что повторяемости ясного, полужасного и пасмурного состояния неба соответственно имеют значения: январь – 38, 12 и 50 %, апрель – 28, 12 и 60 %, июль – 45, 23 и 32 %, октябрь – 46, 14 и 40 %, год – 39, 15 и 46 %. Пасмурное состояние неба наблюдается чаще всего зимой (январь 50 %) и особенно весной (апрель 60 %), а реже всего летом (июль 32 %). Осенью повторяемость пасмурного неба равна 40 %.

Если отдельно рассмотреть данные по Бишкеку, то получим для него следующую несколько уточненную индивидуальную картину повторяемостей: январь – 32, 11 и 57 %, апрель – 24, 13 и 62 %, июль – 46, 21 и 33 %, октябрь – 44, 13 и 43 %.

Однако общая облачность во многих случаях может быть представлена в основном тонкими, хорошо просвечивающими облаками верхнего яруса, когда хорошо видно Солнце, и при большой бальности небо не воспринимается как пасмурное. Поэтому надо обязательно оценивать состояние неба по нижней облачности, дающей во многих случаях более правильное визуальное восприятие степени его ясности.

Из данных таблицы 3.4 (ее нижняя часть) следует, что по наблюдениям за *нижней облачностью* повторяемость состояния пасмурного неба значительно понизилась. По осредненным по станциям данным она составляет: январь 17 %, апрель 31 % (наибольшая в году), июль 17 %, октябрь 20 % и год в целом 22 %. Напротив, повторяемость состояния ясного неба очень сильно повысилась: январь 77 % (наибольшая в году), апрель 56 %, июль 61 %, октябрь 71 % и год 66 %. В том, что зимой наблюдается самая высокая повторяемость ясной погоды по нижней облачности нет ничего странного. Это объясняется постоянным развитием в теплые сезоны года конвективной облачности над склонами Киргизского хребта и Чуйской долиной. Наконец, повторяемость полужасного неба в среднем составляет: январь 6 %, апрель 13 %, июль 22 % (наибольшая в году), октябрь 9 % и год в целом 12 %. По высотным зонам все эти повторяемости меняются мало и без какой-либо четкой закономерности, так что в большинстве случаев с успехом можно использовать приведенные средние оценки.

Отдельно по Бишкеку распределение повторяемостей ясного, полужасного и пасмурного состояния неба выглядит так: январь – 72, 5 и 23 %, апрель – 58, 12 и 30 %, июль – 66, 20 и 14 %, октябрь – 72, 8 и 20 %, год – 66, 11 и 23 %.

Таблица 3.4 – Повторяемость (%) ясного (0–2 балла), полuyсного (3–7 баллов) и пасмурного (8–10 баллов) состояния неба по общей и нижней облачности [28, 46]

Станция (z, км), расположение	Состояние неба	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Общая облачность						
Бишкек (0,76), Чуйская долина	Ясно	32	24	46	44	36
	Полуясно	11	13	21	13	14
	Пасмурно	57	62	33	43	50
Чон-Арык (1,11), подножье Киргизского хребта	Ясно	38	27	50	47	41
	Полуясно	10	11	20	12	13
	Пасмурно	52	62	30	41	46
Байтык (1,58), нижняя зона склона Киргизского хребта	Ясно	40	35	45	46	41
	Полуясно	12	12	24	12	15
	Пасмурно	48	62	31	42	45
Тюя-Ашу сев. (3,09), пригребневая зона Киргизского хребта	Ясно	43	27	39	48	39
	Полуясно	14	14	26	17	18
	Пасмурно	43	55	35	35	43
Нижняя облачность						
Бишкек (0,76), Чуйская долина	Ясно	72	58	66	72	66
	Полуясно	5	12	20	8	11
	Пасмурно	23	30	14	20	23
Чон-Арык (1,11), подножье Киргизского хребта	Ясно	75	54	65	70	66
	Полуясно	4	10	20	8	10
	Пасмурно	21	36	15	22	24
Байтык (1,58), нижняя зона склона Киргизского хребта	Ясно	82	55	64	74	69
	Полуясно	4	12	22	6	11
	Пасмурно	14	33	14	20	20
Тюя-Ашу сев. (3,09), пригребневая зона Киргизского хребта	Ясно	80	57	48	67	63
	Полуясно	9	18	28	15	17
	Пасмурно	11	25	24	18	20

Таким образом, в Бишкеке, во всей Чуйской долине и над северным склоном Киргизского хребта во все сезоны года абсолютно преобладает ясная погода со средней повторяемостью в году 63–69 %, тогда как на долю пасмурной приходится только 20–24 %. Такой режим нижней облачности действительно делает этот район солнечным краем.

3.2 Туманы

Туманом называется помутнение атмосферы [23], происходящее *при высокой относительной влажности воздуха*, вследствие образования в ней капелек воды (капельные туманы), ледяных кристаллов (кристаллические туманы) или их смеси (смешанные туманы), уменьшающих видимость до значений менее 1 км. Помутнение атмосферы из-за наличия в ней твердых пылевых частиц называется не туманом, а мглой и наблюдается, как правило, при пониженной влажности.

Туманы возникают при повышении влагосодержания воздуха, понижении его температуры (что приводит к повышению относительной влажности и конденсации водяного пара) или действия обоих этих факторов одновременно. Чаще всего, туманы образуются в приземном слое атмосферы, охватывая затем слой до нескольких сотен метров. Но иногда низкая облачность опускается до земли, переходя в туман. Точно так же, под-

нимаясь, он может перейти в низкую облачность. На горных метеостанциях наблюдателю часто трудно отличить туман от облачности, накрывающей склон.

По грациям видимости различают три категории туманов: сильные туманы с видимостью менее 50 м, умеренные туманы с видимостью от 50 до 500 м и слабые туманы с видимостью от 500 до 1000 м. Если видимость в атмосфере понижена, но находится в пределах от 1 до 10 км, то явление называется атмосферной дымкой.

В Чуйской долине наблюдаются преимущественно *туманы охлаждения*, которые возникают при достаточно высокой начальной влажности ($>80\%$) и дальнейшем понижении температуры воздуха, прилегающего к земной поверхности, до температуры ниже точки росы (иней). К их образованию приводят процессы: 1) сильного радиационного излучения земной поверхности в холодный период года, особенно ночью, при слабых ветрах или затишьях (радиационные туманы); 2) натекания более теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность, с последующим его охлаждением в холодный период года (адвективные туманы); 3) подъема воздуха по северному склону Киргизского хребта (туманы склонов). Часто эти причины в различной комбинации действуют одновременно. С повышением высоты места радиационный фактор ослабевает, а действие фактора подъема воздуха по склону возрастает. Кроме того, от г. Токмака и восточнее процессы образования тумана ослаблены из-за феновых эффектов, связанных с адиабатическим нагреванием воздуха и удалением его от состояния насыщения при нисходящих по склонам восточных ветрах. Поэтому в разных частях Чуйской долины частота и интенсивность туманов различна.

В таблице 3.5 приведены основные характеристики туманов по месяцам и для года в целом по данным станций Чуйской долины и ее горного обрамления – средней и наибольшей их повторяемости, а так же суммарной месячной продолжительности [28, 47]. При этом в самом г. Бишкек частоту образования туманов можно описать по двум станциям – МС Бишкек (756 м), которая располагается в западной части города и по высоте характеризующая всю его центральную зону (от западной до восточной частей), и бывшей Фрунзе АМСГ (823 м), характеризующей более высокую южную зону города.

Из данных таблицы видно, что среднее в году число дней с туманами в центральной по высоте зоне Бишкека равно 29, а максимально возможное 45, что составляет 8 и 12 % их относительной повторяемости. Эти показатели можно распространить и на всю северную зону города, так как МС Чуйская (596 м), расположенная примерно на 150 м ниже, имеет такие же данные наблюдений.

В южной части Бишкека, где находятся его южные микрорайоны, по данным бывшей АМСГ Фрунзе (823 м) частота туманов заметно больше, чем в его центральной и северной зонах, – средняя для года равна 41 день, а максимальная 57 дней, что составляет 11 и 16 % соответственно.

К подножью северного склона Киргизского хребта частота туманов становится еще больше: среднее годовое число дней на станции Чон-Арык (1,01 км) равно 51, а максимальное 78 (14 и 21 %). По имеющимся данным следует считать, что эта высотная область соответствует максимальной частоте туманов в Чуйской долине и всей зоны северного склона Киргизского хребта.

Станция Байтык, расположенная несколько выше (1,58 км), но еще в низкогорной зоне северного склона хребта, дает эти показатели уже немного меньше – 46 и 72 дня соответственно (или 13 и 20 %). Дальнейшего увеличения частоты туманов с высотой не происходит, а, напротив, наблюдается их некоторое снижение. Так, на высокогорной станции Тюя-Ашу сев. (3,09 км) среднее годовое число дней с туманом только 34, а максимальное 69, что составляет 9 и 19 %. Это близко к показателям по г. Бишкек.

Таблица 3.5 – Характеристики туманов
по многолетним данным метеостанций [28, 47]

Станция (z, км), расположение	Характеристика	Год	Месяц года					
			1	2	3	4	5	6
Среднее и максимальное число дней с туманом за месяц (январь–июнь) и год								
Чуйская (0,60), ось Чуйской долины	Среднее	30	7	7	4	0,2	0,2	
	Максим.	44	14	13	11	2		
Бишкек (0,76), Чуйская долина	Среднее	29	6	5	4	0,6	0,1	0,05
	Максим.	45	12	15	10	3	1	1
Фрунзе АМСГ (0,82), Чуйская долина (старый аэропорт)	Среднее	41	9	8	6	1	0,3	0,1
	Максим.	57	14	14	13	5	1	1
Токмак (0,82), ось восточной части Чуйской долины	Среднее	16	4	4	2	0,2	0,03	
	Максим.	27	9	8	6	2	1	
Чон-Арык (1,11), подножье Киргизского хребта	Среднее	51	7	8	9	4	2	0,2
	Максим.	78	14	16	22	10	6	2
Байтык (1,58), нижняя зона склона Киргизского хребта	Среднее	46	5	5	10	5	2	0,4
	Максим.	72	10	11	24	15	6	3
Тюя-Ашу сев.(3,09), пригребневая зона Киргизского хребта	Среднее	34	0,4	1	2	6	8	4
	Максим.	69	2	3	8	16	20	10
Суммарная средняя продолжительность туманов за месяц (январь–июнь) и год (ч)								
Чуйская (0,60)	Среднее	172	50	37	14	0,4	0,7	
Бишкек (0,76)	Среднее	273	50	51	34	7	3	0,7
Фрунзе АМСГ (0,82)	Среднее	212	65	42	21	2	0,5	0,04
Байтык (1,58)	Среднее	263	42	44	46	41	23	9
Тюя-Ашу сев. (3,09)	Среднее	230	36	38	42	25	2	2
Станция (z, км), расположение	Характеристика	Год	Месяц года					
			7	8	9	10	11	12
Среднее и максимальное число дней с туманом за месяц (июль–декабрь) и год								
Чуйская (0,60)	Среднее	30			0,1	0,8	3	7
	Максим.	44			1	4	12	12
Бишкек (0,76),	Среднее	29	0,02		0,05	1	5	7
	Максим.	45	1		1	5	15	14
Фрунзе АМСГ (0,82)	Среднее	41			0,2	2	6	6
	Максим.	57			0,2	2	6	8
Токмак (0,82)	Среднее	16		0,03	0,1	0,5	2	4
	Максим.	27		1	1	2	8	9
Чон-Арык (1,11),	Среднее	51		0,07	0,3	4	8	8
	Максим.	78		1	2	11	14	17
Байтык (1,58),	Среднее	46	0,07	0,2	0,9	5	6	6
	Максим.	72	1	3	3	13	13	11
Тюя-Ашу сев. (3,09),	Среднее	34	2	3	3	2	2	1
	Максим.	69	10	10	8	5	5	5
Суммарная средняя продолжительность туманов за месяц (июль–декабрь) и год (ч)								
Чуйская (0,60)	Среднее	172			0,1	4	20	46
Бишкек (0,76)	Среднее	273	0,3		1	21	43	62
Фрунзе АМСГ (0,82)	Среднее	212			0,2	4	27	50
Байтык (1,58)	Среднее	263	0,6	3	17	47	47	43
Тюя-Ашу сев. (3,09)	Среднее	230	7	5	6	5	29	33

В восточной части Чуйской долины по данным станции Токмак частота туманов, вследствие наблюдаемого здесь фенового эффекта восточных ветров, значительно ниже, чем в Бишкеке, и составляет в среднем для года всего 16 дней, а максимальная в году 27 дней.

В западной части долины частота туманов аналогична их частоте в Бишкеке.

Годовой ход числа дней с туманами в днище Чуйской долины и в разных высотных зонах Киргизского хребта различен. В Бишкеке (днище долины), Чон-Арыке (подножье) и Байтыке (нижняя часть склона) туманы наблюдаются преимущественно в осенне-зимний период с ноября по март (в среднем 4–7 дней в месяц), а начиная с апреля, все лето и по октябрь включительно они практически отсутствуют.

На высокогорной Тюя-Ашу сев. повышенное число дней с туманом, напротив, захватывает широкий весенне-летне-осенний период с марта по ноябрь, когда среднее число дней с туманом в месяц составляет 2–8, наибольшее 8–20. При этом максимум числа дней наблюдается в апреле-мае (среднее число 6 дней, наибольшее 16–20 дней в месяц), а минимум наблюдается в декабре-феврале (среднее число 0,4–1 день, наибольшее 2–5 дней в месяц). Скорее всего, имеет место развитие местной кучевой облачности, которую наблюдатели станции воспринимают как туман. Эта облачность в теплую половину года над высокогорной зоной хребта хорошо видна любому жителю Бишкека и Чуйской долины, когда над самой долиной стоит ясная или малооблачная погода.

Суммарная продолжительность туманов за год (туманочасы) имеет свою специфику режима, отличную от картины числа дней с туманом. Так, в центральной по высоте зоне Бишкека наблюдается самое высокое для года число туманочасов – 273, что объясняется повышенными выбросами аэрозолей и других загрязняющих веществ в атмосферу, которые служат активными ядрами конденсации и способствуют более длительному сохранению туманов. В южной более чистой части города годовое число туманочасов меньше и равно только 212. В Байтыке, за счет наиболее высокой частоты туманов, их число снова возрастает до 263, а на Тюя-Ашу сев. снижается до 230.

Распределение суммарной продолжительности туманов по месяцам года (годовой ход туманочасов) близок к картине годового хода их частот в различных зонах.

Очень важной характеристикой является возможная непрерывная продолжительность случаев туманов. Для Бишкека повторяемость (%) различных градаций длительности через 4 ч по месяцам года приведена в таблице 3.6 (в ней суммарная повторяемость каждого столбца, т.е. месяца равна 100 %).

Таблица 3.6 – Повторяемость градаций различной непрерывной продолжительности туманов (%) на МС Бишкек по месяцам года [46]

Длительность, ч	Месяц года											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0–4	66	66	81	100	78	100	100		50	80	72	65
4–8	19	20	13						50	13	17	18
8–12	9	7	5		11					2	7	8
12–16	3	5			11						2	5
16–20	1	0,9									2	2
20–24	0,6	0,3	1							2	0,4	0,4
24–28	0,3											0,3
28–32	0,3											0,3
> 32	0,9	0,8								3		1

Хорошо видно, что первая градация длительности 0–4 ч является абсолютно преобладающей во все сезоны, а в теплое время года других длительностей практически не наблюдается (исключение – редкие туманы при сильных возможных затоках холода в мае с длительностью 8–12 и 12–16 ч).

В холодную половину года, с ноября по февраль, градация длительности 0–4 ч также является преобладающей, составляя 65–72 %. Но теперь, наравне с ней, возмож-

ны длительности туманов всех других градаций. Причем, примерно до 12–16 ч повторяемость градаций убывает с их ростом, а затем она колеблется случайным образом в пределах 0,3–1 % до последних градаций, равных 28–32 % и >32 %. Это можно интерпретировать как то, что длительные зимние туманы больших градаций в пределах от 16 до 32 ч и более, достаточно редки, но их возникновение примерно равновероятно.

Мартовские туманы и туманы октября являются переходными от зимы к лету и наоборот. Заметную повторяемость для них уже имеет градация 4–8 ч (13 %), редко, но наблюдается градация 8–12 ч (2–5 %) и очень редко – градация 20–24 ч (1–2 %).

В целом можно сказать, что туманы в Чуйской долине хотя и являются достаточно обыденным явлением в холодную половину года, но заметно не ухудшают ее климат, как это имеет место во многих приморских районах. Однако поздней осенью, зимой и ранней весной они представляют вполне ощутимые сложности для авиации, связанные с возможной отменой и переносом рейсов, а также для работы наземного транспорта.

3.3 Грозы и град

Грозы. 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. Носителем электричества в облаках служат облачные капли и кристаллы, из которых формируются объемные заряды, приводящие к развитию молний между разноименно заряженными частями облака или между облаком и земной поверхностью. Поэтому грозы возникают в мощных кучево-дождевых облаках, когда они достигают грозовой стадии и характеризуются большой толщиной (>4,5 км), значительной скоростью восходящих движений (>9 м/с) и когда их верхняя часть простирается выше изотермы –30 °С.

Чаще всего, в Чуйской долине грозы образуются на холодных атмосферных фронтах и после их прохождения при прогреве зафронтального холодного воздуха от подстилающей поверхности, охватывая одновременно значительные территории. Но могут наблюдаться и местные грозы, сформировавшиеся при достаточном увлажнении и хорошем прогреве местной воздушной массы. Иногда грозы сопровождаются градом.

В Чуйской долине грозовая деятельность резко обостряется, примерно в 5–10 раз, по сравнению со слабой ее интенсивностью в окружающих равнинах Туранской низменности. Происходит это за счет натекания и вынужденного подъема воздушных масс на северный склон высокого Киргизского хребта, а также на другие внешние хребты Тянь-Шаня, которые играют в этом случае роль хребтов-барьеров. Однако потоки общей циркуляции атмосферы, имеющие над Чуйской долиной направления близкие к западным, являются только касательными по отношению к широтно ориентированному Киргизскому хребту. Поэтому натекание и подъем воздушных масс по его северному склону, что приводит к вынужденной конвекции и развитию гроз, выражены не так сильно, как это бы было при перпендикулярных к склону потоках.

Все это обуславливает только умеренную по интенсивности грозовую деятельность над Чуйской долиной [39], которой соответствуют в среднем 18 случаев гроз и 25 грозочасов в году (таблица 3.7). Однако, рассчитанные их максимальные значения с вероятностью 90 % гораздо больше, – 40 гроз и 70 грозочасов в году. Средняя по всем станциям таблицы 3.7 длительность отдельной грозы мала и равна 1,3 ч, но расчетная максимальная, с вероятностью 90 %, почти в 5 раз больше – 6,2 ч.

В Бишкеке по данным его метеостанции, расположенной на западной окраине города (756 м), среднегодовое число гроз равно 20, средняя длительность грозы составляет

2,3 ч, а суммарное годовое число грозочасов 47. Их максимальные значения, с вероятностью 0,90, соответственно равны – 38 гроз, 12,3 и 123 г.ч. Активный грозовой сезон в Бишкеке начинается в апреле (2,3 % гроз), максимальная повторяемость гроз наблюдается в июне (35 %) и заканчивается сезон в сентябре (1,6 %). Однако отдельные редкие грозы могут наблюдаться в октябре–декабре и феврале–марте.

Таблица 3.7 – Среднее и максимальное (с вероятностью 90 %) число случаев гроз в году, значения длительности отдельной грозы (ч), и суммарного за год число грозочасов (г.ч.) [39]

Станция (z, км), расположение	Число случаев, х		Длительность, t		Грозочасы, n	
	среднее	максим.	среднее	максим	среднее	максим
Чуйская (0,60), ось долины (северная зона)	30	61	1,2	4,7	28	62
Бишкек (0,76), Чуйская долина	20	38	2,3	12,3	47	123
Калининское (0,77), Чуйская долина (запад)	20	45	1,8	10,2	37	102
Токмак (0,82), ось долины (восточная зона)	12	28	1,2	5,4	15	39
Юрьевка (1,03), подножье склона	20	38	1,7	11,3	33	96
Байтык (1,58), низко-горная зона склона	23	46	1,0	3,5	23	52
Ала-Арча (2,13), средняя зона склона	18	41	1,0	3,0	18	63
Тюя-Ашу сев. (3,09), при- гребневая зона	11	27	0,9	3,3	10	28
Тюя-Ашу южн. (3,23, при- гребневая зона)	15	42	0,9	3,4	14	28
Среднее по станциям	18	40	1,3	6,2	25	70

Значительный разброс характеристик гроз по данным отдельных станций таблицы 3.7 не должен вызывать удивление. Во-первых, все станции имеют разные высоты и различные местные орографические условия, к которым очень чувствительны процессы развития гроз. Во-вторых, наблюдения за грозами проводились и до сих пор проводятся на метеостанциях Кыргызгидромета визуально.

Наблюдатель по слышимости первого и последнего удара грома определяет начало-конец грозы, возникшей в радиусе до 5–10 км около станции. Если станция привлечена к метеорологическому обслуживанию аэропорта Манас, то визуальная регистрация гроз на ней делается с повышенной ответственностью (в большинстве развитых стран Мира регистрация гроз выполняется автоматическим оборудованием). Этим фактом, скорее всего, можно объяснить, например, заниженное число гроз в Токмаке (всего 12 гроз в году).

Из данных таблицы 3.7 хорошо видно, что интенсивность грозовой деятельности уменьшается с высотой места. Чтобы надежнее установить зависимость различных характеристик гроз от высоты z и долготы λ , были использованы дополнительно данные еще 6 станций Северного, Северо-Западного Кыргызстана, расположенные в Таласской долине (5 станций) и в Чон-Кеминской долине (станция Новороссийка), которые образуют единую климатическую провинцию – ССЗК (см. рисунок 1.1). Все 15 станций, расположенных в диапазоне высот 0,6–3,225 км, за период 1961–1991 гг. зарегистрировали 7602 грозы, которые и были использованы при статистических расчетах.

Оказалось, что для ССЗК имеются умеренные по силе связи статистически значимые (доверительная вероятность 0,90) корреляционные зависимости x , t , и n от высоты z и долготы места λ° .

Так, для годовой частоты гроз чисто высотные и чисто долготные зависимости имеют вид

$$x(z) = -1.55z^2 + 3.68z + 17.6 \pm 4.6, \quad (3.1)$$

$$x(\lambda) = 2.31\lambda - 152.5 \pm 5.2, \quad (3.2)$$

где z – высота, км; λ° – долгота места, а последние слагаемые со знаком \pm есть среднеквадратические ошибки уравнений, характеризующие точность получаемых по ним результатов.

Расчеты $x(z)$ по (3.1) и $x(\lambda)$ по (3.2) приведены в первых строчках таблиц 3.8 и 3.9.

Таблица 3.8 – Высотные зависимости x (гроз в год), t (ч), и n (грозочасов в год) для ССЗК и Чуйской долины

Характеристика гроз	Высота, км						
	0,6	1	1,5	2	2,5	3	3,5
x (гроз в год) по (3.1)	19,3	19,8	19,7	18,8	17,2	14,7	11,5
t (грозы, час.) по (3.4)	1,84	1,65	1,47	1,28	1,10	0,91	0,73
n (грозочасов в год) (3.5)	36,9	33,1	28,5	23,8	19,2	14,5	9,9

Как видно из этих данных, в зоне подножий северного склона Киргизского хребта наблюдается слабо выраженный максимум частоты гроз (около 20 гроз в году), тогда как к гребневой зоне хребта она убывает – до 11,5 в году, т.е. в 1,7 раза. Это объясняется тем, что наиболее благоприятные сочетания тепла и влаги для развития гроз создаются в зоне подошвы хребта, тогда как выше по склону прогрев склона слабее и условия для развития гроз значительно хуже.

Таблица 3.9 – Зависимость x (гроз в год) и n (грозочасов в год) от долготы λ в ССЗК

Характеристика гроз	Долгота, λ°						
	71,5	72	73	74	75	76	76,5
x (гроз в год) по (3.2)	12,5	13,7	16,0	18,4	20,7	23,1	24,2
n (грозочасов в год) по (3.6)	13,8	16,5	22,0	27,5	32,9	38,4	41,1

Частота гроз над всей территорией ССЗК линейно возрастает с долготой места (формула (3.2), табл. 3.9), от 12,5 гроз в западной части Талаской долины до 24 гроз в Чон-Кеминской долине. Это объясняется усилением влияния орографического эффекта на развитие гроз при движении воздушных масс с запада на восток. Высоты в этом направлении увеличиваются и воздушные массы, постепенно поднимаясь, натекают на горные массивы. Однако в ограниченных пределах Чуйской долины ($\lambda = 73,4\text{--}75,9^\circ$) это влияние соответствует более узкому диапазону изменения гроз – от 16 гроз в ее крайней западной части до 23 – в восточной.

Можно получить общую для ССЗК зависимость $x(z, \lambda)$, учитывающую одновременно влияние высоты и долготы места на частоту гроз

$$x(z, \lambda) = -129.2 - 1.81z + 2.04\lambda \pm 5.1, \quad (3.3)$$

которой соответствует коэффициент множественной корреляции $R=0,56$, и которая значима на уровне доверительной вероятности 0,95.

Зависимость (3.3) рекомендуется к практическому использованию как наиболее адекватная статистическая модель территориального распределения частоты гроз в ССЗК.

Длительность гроз t в ССЗК и в Чуйской долине существенно зависит только от высоты места, линейно убывая с ростом z (км):

$$t(z) = -0,37z + 2,02 \pm 0,29. \quad (3.4)$$

Результаты расчета по (3.4) приведены во второй строчке таблицы 3.8, из которой следует, что длительность грозы от нижней части Чуйской долины до гребневой зоны Киргизского хребта убывает в 2,5 раза, от 1,84 до 0,73 ч.

Суммарное за год число грозочасов n в ССЗК линейно убывает с высотой места z

$$n(z) = -9,30z + 42,45 \pm 13,8 \quad (3.5)$$

и линейно возрастает с долготой λ

$$n(\lambda) = 5,46\lambda - 376,8 \pm 15,7, \quad (3.6)$$

так что их общая зависимость $n(z, \lambda)$ имеет вид:

$$n(z, \lambda) = -274,8 - 8,30z + 4,27\lambda \pm 14,0. \quad (3.7)$$

Как видно из (3.5) и таблицы 3.8, грозочасы очень сильно убывают с высотой места от оси Чуйской долины к гребневой зоне Киргизского хребта – в 3,7 раза, от 36,9 до 9,9 г.ч. Напротив (формула (3.6), таблица 3.9), они возрастают с долготой в пределах долины ($\lambda = 73,4-75,9^\circ$) от 22 до 38 г.ч, т.е. в 1,7 раза. Причины этого уже были приведены выше.

Статистически наиболее адекватной моделью территориального распределения годового числа грозочасов в Чуйской долине (и ССЗК в целом) будет их общая зависимость (3.7), имеющая коэффициент множественной корреляции $R=0,61$ и рекомендуемая к практическому использованию.

В заключение отметим, что гроза есть очень сложный физический процесс, характеризующийся по современным данным следующими параметрами молний:

- 1) типичная длина 2–3 км, максимальная – до 20 км;
- 2) диаметр канала молнии всего 15–20 см, но температура очень высока – 15000–20000 °K (что значительно выше температуры фотосферы Солнца – 6000 °K);
- 3) гром представляет собой мгновенное расширение (взрыв) канала ствола молнии, когда в нем мгновенно возникает такая температура из-за прохождения основного разряда тока по каналу;
- 4) общее количество электричества, расходуемое на одну молнию, мало, всего 20–30 Кл, мала и энергия молнии (энергии одной молнии хватит только на питание лампы 100 Вт в течение нескольких часов), но ввиду исключительной скоротечности процесса мощность ее велика и имеет порядок многих тысяч МВт;
- 5) средняя сила тока молнии всего 1 А, но пиковые значения в очень коротких импульсах могут достигать сотен кА;
- 6) длительность молнии в среднем составляет 0,2 с, а максимальная – до 1,5 с. Однако каждая молния состоит из 3–5 импульсов, каждый из которых длится только 5–100 мкс, но с относительно большими промежутками между собой, примерно в 0,03 с (глаз человека эту прерывистость не воспринимает).

Молниевый разряд возникает, когда напряженность между отдельными частями облака, облака и землей или разными облаками достигают критических значений порядка 10^6 В/м. Наиболее часто критическое напряжение достигается между нижним положительным зарядом облака и отрицательным зарядом в его средней части или между отрицательным зарядом облака и наведенным положительным зарядом на земной поверхности.

Наиболее безопасное место при грозе – *салон автомобиля*, с вами ничего не будет, если даже молния ударит прямо в него. На местности наиболее безопасным будет дно ущелья, любые пониженные места, а наиболее опасными любые возвышенные места, отдельные скалы, деревья и другие выделяющиеся объекты. Не приводят обычно к каким-либо разрушениям и прямые удары молний в летящий самолет.

Град. Иногда при грозах выпадает град, представляющий собой льдообразные частицы сферической или неправильной формы диаметром более 5 мм (более мелкие ча-

стицы называются снежной крупой). Возникает он чаще всего в очень мощных мульти-ячейковых и суперячейковых кучево-дождевых облаках. Выросшие в них градины за счет своей массы начинают падать, преодолевая большие скорости восходящих потоков в таких облаках (до 20–40 м/с). Град может наносить значительный ущерб посевам всех сельскохозяйственных культур.

Из фронтальных грозовых облаков град выпадает в виде прерывистых градовых полос-дорожек, ширина которых на земле колеблется от сотен метров до нескольких километров, а длина от единиц до десятков километров. Выпадения града при местных грозах имеют на земле форму неправильных пятен.

Град, как правило, очень короточное явление со средней продолжительностью всего 1–15 мин, хотя в отдельных случаях может длиться до часа. В нижней части облака и под ним, где наблюдаются положительные температуры, падающие градины частично тают. В среднем эта величина стаивания составляет около 1 см, так что в облаке перед падением размеры градин почти всегда превышают 1,5–2 см в диаметре.

Среднее число дней с градом в году в Чуйской долине мало (таблица 3.10), но заметно увеличивается с высотой места, составляя 1–2 дня в Чуйской долине и в зоне подножий (Бишкек, Чон-Арык) и до 5 дней в гребневой зоне Киргизского хребта (Тюя-Ашу сев.). Максимальное число дней в году с градом примерно в три раза больше и увеличивается с высотой от 4 до 13 дней.

Таблица 3.10 – Среднее (первая строчка) и максимальное (вторая строчка) число дней с градом по станциям Чуйской долины [28, 48]

Станция (z, км)	Месяц года								Год
	3	4	5	6	7	8	9	10	
Чуйская (0,60)	0,03 1	0,2 2	0,3 2	0,3 1	0,1 1	0,03 1	0,1 2		1 3
Бишкек (0,76)		0,2 (2)	0,3 (2)	0,4 (2)	0,2 (1)	0,05 (2)	0,02 (1)		1 (4)
Чон-Арык (1,11)	0,04 (1)	0,4 (2)	0,5 (3)	0,4 (2)	0,3 (2)	0,1 (2)	0,04 (1)	0,02 (1)	2 (6)
Байтык (1,58)	0,01 (1)	0,2 (2)	0,7 (4)	0,8 (6)	0,5 (3)	0,1 (2)	0,1 (2)		2 (9)
Тюя-Ашу сев.(3,09)			0,3 (3)	1,6 (7)	1,8 (7)	1,1 (7)	0,1 (1)		5 (13)

Это значит, что в зоне Бишкека примерно только одна из 20 гроз дает град, а в гребневой зоне хребта уже каждая вторая-третья гроза. Последнее неудивительно, так как гребень хребта находится непосредственно в высотной зоне образования града в облаках.

Преимущественную повторяемость на всех высотах град имеет с апреля по июль-август. В отдельные годы в Бишкеке в каждый из этих месяцев может наблюдаться до двух дней с градом, в низкогорной зоне хребта до 2–6 (Байтык) и в высокогорной до 7 (Тюя-Ашу сев.). Но в среднем в Бишкеке вероятность ежегодного *отсутствия града* в летние месяцы велика и составляет 83 %, тогда как вероятность выпадения только 17 %.

Самый длительный град – 30 мин – отмечался в Бишкеке 20.05.1955 г. В 45 % случаях его длительность составляла менее 5 мин, а в 45 % от 5 до 15 мин и только в 10 % она находилась в пределах 16–30 мин [30].

Интенсивный град в Бишкеке наблюдается очень редко. Но, например, 3 июня 1959 г. очень сильная гроза со шквалом и градом прошла через весь город с юго-запада на северо-восток, с шириной полосы его выпадения в 2–3 км. Слой града на земле составил 8–10 см, диаметр градин достигал 1,5 см, а время его выпадения составило 15 мин [21].

3.4 Заморозки. Даты цветения медоносов и степень их поражения заморозками

Заморозками называются понижения температуры ниже 0 °С в воздухе, на поверхности почвы или в травостое в период вегетации на фоне положительных средних суточных температур воздуха. Они бывают поздней весной или даже в начале лета (последние заморозки) и в начале осени (первые заморозки). Заморозки в воздухе до –2 °С, а тем более –4 °С, являются губительными для всходов большинства овощных культур и плодовых деревьев в период их цветения, нанося большой вред сельскому хозяйству.

В Чуйской долине поздние весенние заморозки представляют постоянную угрозу. Они могут охватывать одновременно большие площади, когда являются адвективными и связаны с холодными вторжениями, но могут наблюдаться и пятнами (тогда они менее опасны), являясь следствием местного радиационного выхолаживания приземного слоя воздуха. Заморозки очень чувствительны к высоте расположения станций и особенностям их местных орографических условий.

В таблице 3.11 приведены средние и крайние даты первых и последних заморозков, а также продолжительности безморозных периодов по всем станциям Чуйской долины, по которым имеются данные в климатических справочниках [28, 47]. Для части станций приводятся только средние даты, когда период наблюдений был мал (порядка 10 лет).

Весенние заморозки. Видно, что для станций, расположенных на оси долины с наиболее низкими высотами 0,60–0,65 км (Чуйская и Константиновская) средние даты последних заморозков весной соответствуют 20 апреля, но самые поздние возможны еще 30 мая, т.е. через 40 дней после средних как раз на рубеже наступления лета. Следует сразу же отметить, что в этой самой низкой зоне Чуйской долины, при прочих равных условиях, заморозки являются наиболее интенсивными, что объясняется усилением общего адвективного фактора и наиболее сильно выраженным здесь застаиванием стекающего холодного воздуха и его дополнительным радиационным выхолаживанием.

Таблица 3.11 – Даты заморозков и продолжительность среднего, наименьшего и наибольшего безморозных периодов в Чуйской долине по данным метеостанций [28, 47]

Станция, (z, км)	Последний заморозок весной (дата)			Первый заморозок осенью (дата)			Безморозный период, дни		
	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя	сред.	наим.	наиб.
Чуйская (0,60)	20.04	20.03	30.05	05.10	19.09	26.10	167	115	219
Константиновская (0,65)	19.04	21.03	30.05	06.10	19.09	01.11	169	133	214
Беловодск (0,73)	19.04	08.03	30.05	08.10	20.09	02.11	171	118	223
Калинин-ское (0,77)	12.04			09.10			170		
Токмак (0,82)	13.04	11.03	29.05	12.10	22.09	02.11	181	131	221
Бишкек (0,76)	13.04	08.03	30.05	15.10	06.09	30.11	184	118	244
Фрунзе город (0,77)	19.04	26.03	30.05	17.10	23.09	02.11	180	133	212
Фрунзе АМСГ (0,82)	12.04	08.03	30.05	24.10	26.09	12.11	194	153	237
Юрьевка (1,03)	16.04			15.10			181		
Чон-Арык (1,11)	18.04	20.03	30.05	12.10	14.09	08.11	176	129	221
Байтык (1,58)	30.04	30.03	04.06	04.10	06.09	02.11	156	120	201
Норус (1,63)	28.04			09.09			163		
Тюя-Ашу (3,09)	23.06	26.05	17.07	25.08	19.07	05.10	62	0	99

Таблица 3.12 – Фенологический календарь – средние даты начала цветения медоносов в Чуйской долине и по высотным зонам северного склона Киргизского хребта [1]

Наименование медоноса	Граница высотной зоны, м						
	500–700	700–1000	1000–1200	1200–1400	1400–1600	1600–2000	>2000
Подснежник	06.03	07.03	08.03	10.03	15.03	21.03	12.04
Полевой ирис, одуванчик	25.03	27.03	29.03	01.04	06.04	13.04	05.05
Красная верба	30.03	31.03	04.04	08.04	15.04	21.04	12.05
Вяз, карагач	07.04	08.04	12.04	16.04	24.04	01.05	22.05
Абрикос	08.04	11.04	15.04	18.04	03.05	09.05	
Тюльпаны	13.04	15.04	19.04	24.04	29.04	10.05	10.06
Черешня, вишня, груша, слива, черемуха	20.04	23.04	27.04	30.04	05.05	11.05	
Яблоня	27.04	28.04	01.05	04.05	15.05	24.05	
Сирень, дуб	29.04	30.04	05.05	09.05	18.05	26.05	
Рябина, герань	03.05	05.05	09.05	12.05	22.05	31.05	29.06
Белая акация	15.05	16.05	20.05	25.05	03.06	18.06	
Горох, клевер, эспарцет, вика	20.05	22.05	24.05	29.05	06.06	16.06	05.07
Сурепка, люпин	23.05	25.05	27.05	31.05	08.06	19.06	07.07
Люцерна, донник	26.05	30.05	05.06	15.06	22.06	28.06	10.07
Виноград	04.06	06.06	15.06	20.06	24.06		
Липа мелколистная	07.06	10.06	16.06	20.06	01.07	15.07	
Подсолнечник	20.06	22.06	25.06	03.07	21.07	25.08	
Василек цепкий	25.06	27.06	01.07	06.07	12.07	20.07	
Дыни, арбузы, тыква, люцерна	04.07	06.07	09.07	14.07			

Таблица 3.13 – Вероятность начала цветения по декадам (%) и вероятность повреждения цветов и завязей (%) заморозками абрикоса, яблони и вишни по метеостанциям

Станция (z, км)	Вероятность начала цветения, %							Вероятн. повреж- дения (%)	Наиб. число дней
	март (декада)		апрель (декада)			май (декада)			
	2	3	1	2	3	1	2		
Абрикос									
Бишкек (0,76)	15	15	30	35	5			33	5
Беловодск (0,73)	10	15	25	40	10			40	5
Чон-Арык (1,11)		5	20	60	15			45	3
Яблоня									
Чуйская (0,60)				20	45	35		26	1
Бишкек (0,76)			10	15	40	35		25	3
Беловодск (0,73)			5	10	35	45	5	24	4
Чон-Арык (1,11)				5	35	50	10	18	2
Вишня									
Бишкек (0,76)			15	15	60	10		22	1
Беловодск (0,73)			10	20	60	10		19	4
Чон-Арык (1,11)				15	45	35	5	18	2

Пять станций днища долины, имеющие высоты от 0,73 до 0,82 км (Беловодск–Токмак), дают средние даты последних весенних заморозков в пределах с 12.04 по 19.04, т.е. такие же, как у двух рассмотренных самых низких станций, или даже на неделю раньше (а не позже, как это можно было ожидать из-за их большей высоты). Несомнен-

но, что это проявление упомянутого фактора ослабления стока холодного воздуха и его дополнительного радиационного выхолаживания по сравнению с самой нижней частью долины. Самые поздние заморозки на высотах 0,73–0,82 км, как и на первой группе более низких станций, также отмечались 30 мая. Это, несомненно, свидетельствует, что такие поздние заморозки имеют адвективный характер и связаны с вторжением холода, охватывающим всю Чуйскую долину одновременно.

В зоне подножья Киргизского хребта на высотах около 1 км (станции Юрьевка и Чон-Арык) средние даты поздних весенних заморозков соответствуют 16–18.04, а самая поздняя дата – 30.05, т.е. даты такие же, как и на станциях предыдущей группы. Фактор увеличения высоты на 150–200 м здесь уже не сыграл никакой роли.

Начиная с нижней части склонов и далее вверх по Киргизскому хребту средние даты последних заморозков весной начинают закономерно смещаться на более поздние сроки: Байтык (1,58 км) и Норус (1,63 км) – 28–30.04, Тюя-Ашу сев. (3,09 км) – 23.06. Аналогично смещаются с высотой и самые поздние даты последних заморозков. Так, на высокогорной станции Тюя-Ашу сев. самая поздняя дата соответствует середине лета – 17.07, так что безморозный период здесь отсутствует.

Осенние заморозки. Аналогичная картина наблюдается для высотного распределения дат наступления первых заморозков осенью. Читатель легко это сделает самостоятельно по таблице 3.11, используя тот же порядок анализа данных.

Цветение медоносов и поражение их заморозками. Весьма полезным и важным для сельскохозяйственной практики является знание *средних дат* цветения медоносов. Они представлены в таблице 3.12 в форме фенологического календаря для различных высотных зон Чуйской долины [1]. Данными этой таблицы можно пользоваться непосредственно как *справочным пособием* для решения самых различных задач – от дачных участков до крупных фермерских хозяйств. Как видно, абрикос из плодовых культур цветет первым. В днище Чуйской долины на высотах до 1000 м это происходит в среднем в конце первой декады апреля. В начале третьей декады апреля здесь цветут черешня, вишня, груша и слива, а затем в конце декады цветет яблоня.

На самом деле, в конкретные годы в зависимости от погодных условий, т.е. с различной вероятностью абрикос может начинать цвести со второй декады марта, а яблоня и вишня с первой декады апреля. Это период развития последних весенних заморозков в днище долины и, следовательно, ежегодного риска повреждения от них цветов и завязей этих культур.

В таблице 3.13 приведены вероятности цветения абрикоса, яблони и вишни в различные декады весенних месяцев в Чуйской долине, вероятности повреждения цветов и завязей, а также возможное наибольшее число дней с заморозками в период цветения и образования завязей.

Как видно, цветение абрикоса, яблони и вишни в различные годы, в зависимости от погодных условий, захватывает большие периоды, равные приблизительно полутора месяцам. При этом, например, абрикос может цвести со второй декады марта по третью декаду апреля. Вероятность ежегодного повреждения его цветов и завязи заморозками в зависимости от высоты станций составляет 33–45 %. Абрикос – наиболее поражаемая заморозками плодовая культура, так как это происходит каждый второй-третий год.

Яблоня цветет в Чуйской долине (в зависимости от высоты места) с первой декады апреля по вторую декаду мая. Поэтому ее поражаемость заморозками меньше, чем абрикоса, но все же высока, и колеблется около 25 %, т.е. происходит каждый четвертый год.

Период цветения вишни охватывает апрель и первую декаду мая. Поражаемость ее заморозками самая низкая из трех рассмотренных культур, составляет около 20 %, т.е. происходит только каждый пятый год.



4

**ВЕТЕР,
АТМОСФЕРНОЕ
ДАВЛЕНИЕ
И ПЛОТНОСТЬ
ВОЗДУХА**

Воздушные течения земной атмосферы перераспределяют по поверхности планеты тепло и холод, интенсивно перемешивают атмосферу по вертикали так, что примерно до 90 км процентные соотношения основных ее газов – азота (78 %), кислорода (21 %) и аргона (1 %) – остаются постоянными, вызывают ураганы, волнение и течения в океане, пыльные бури на суше и многие другие явления погоды. Основной характеристикой движений атмосферы является *вектор скорости ветра*, который измеряется у земной поверхности на высоте 10 м, а на различных ее высотах аэрологическими методами.

Первопричиной ветра является неравномерность распределения по земной поверхности атмосферного давления. Давление всегда убывает с высотой места. Однако скорость падения давления определяется вертикальным распределением температуры.

Плотность воздуха зависит в основном от давления и температуры, хотя некоторое ее снижение вызывается наличием в атмосфере водяного пара.

В этом разделе достаточно подробно будут рассмотрены различные общие и специальные характеристики режима ветра у земной поверхности и в пределах нижней тропосферы, до высоты 3 км. Характеристики давления и плотности воздуха и их зависимости от высоты места приводятся только в самой необходимой краткой форме.

4.1 Средние скорости направления ветра у земной поверхности

Вектор скорости ветра характеризуется его 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 метеорологических станциях эти характеристики измеряются на высоте 10 м над земной поверхностью. Для любой территории, прежде всего, надо знать средние значения скорости ветра и повторяемости его направлений, которые обычно определяются в процентах.

Средние скорости ветра на высоте 10 м. Режим модулей средних скоростей ветра (далее – скоростей) в Бишкеке, Чуйской долине и в узких склоновых долинах на северном склоне Киргизского хребта элементарен (таблица 4.1) – *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 число штилей на среднегорных и высокогорных станциях объясняются общим торможением воздушных потоков горным рельефом Тянь-Шаня в прилегающем к нему слое атмосферы, а также узостью и извилистостью склоновых долин, в которых располагаются метеостанции. Такая же картина наблюдается, например, в Алтае-Саянской горной стране [25, 43, 52]. К сожалению, на открытых участках склонов и гребней хребтов метеостанций нет, и здесь о скорости ветра можно судить только по его 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 (строения и насаждения) примерно на 1 м/с. Это подтверждается также проведенным нами сравнением скоростей для станции Бишкек и на совершенно открытой метеоплощадке АМЦ Манас [7].

Таблица 4.1 – Средние скорости ветра (м/с) и повторяемость штилей (%) по данным метеостанций для центральных месяцев сезонов и года [28, 46]

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

Такая картина характерна для всей Чуйской долины, а также узких склоновых долин северного склона Киргизского хребта. 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 прослеживается до 500–600 м ниже гребня – примерно настолько опускаются здесь 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 здесь достигает 5,3 м/с. Это объясняется усилением ветра в свободной атмосфере над горами в зимний период года, которое происходит на абсолютных высотах 3–5 км и выше. Летом, когда потоки в атмосфере над горами ослабевают, среднемесячные скорости на станции также 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, что средние 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 4.1), дают увеличение средних скоростей от 1 к 3 км всего на 0,9 м/с – от 2,2 до 3,1 м/с.

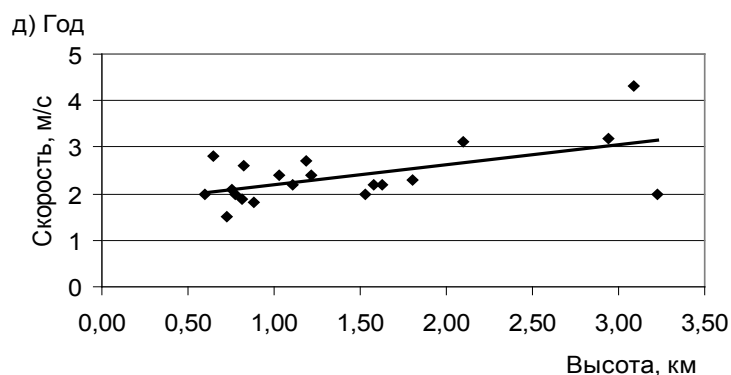


Рисунок 4.1 – График линейной зависимости средних годовых скоростей ($V(\text{м/с}) = 0,43 z (\text{км}) + 1,8$) от высоты места по данным 21 станции ССЗК (коэффициент корреляции равен 0,57)

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. подразд. 4.3) свидетельствуют о том, что, в полном соответствии со сказанным об общем торможении атмосферных потоков над Тянь-Шанем, его горным рельефом, 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 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 малые скорости ветра в Чуйской долине и ее горном обрамлении. Они значительно ниже, например, чем на станциях, удаленных на 300–500 км в окружающую Туранскую низменность [10].

Направления ветра на высоте 10 м. 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 четырьмя факторами: 1) потоками общей циркуляции атмосферы преимущественно западных (З), восточных (В) и близких к ним румбов, 2) развитием горно-долинной циркуляции по оси Чуйской долины (составляющие которой имеют направления, близкие к З и В румбам (см. подразд. 4.2), 3) развитием второго типа горно-долинной циркуляции между северным склоном Киргизского хребта и Чуйской долиной – склоновой горно-долинной циркуляцией, имеющей преимущественно северные (С) и южные (Ю) румбы, т.е. направленной нормально к первому типу циркуляции, 4) сильным влиянием местных орографических условий в районе расположения каждой из метеостанций.

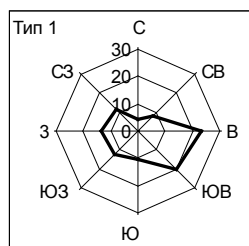
В таблице 4.2 приведены повторяемости направлений ветра для года по тем же 7 станциям, что и в таблице 4.1, а на рисунке 4.2 показаны очень наглядные графики роз направлений ветра на этих станциях, которые хорошо подтверждают все высказанные выше положения.

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.

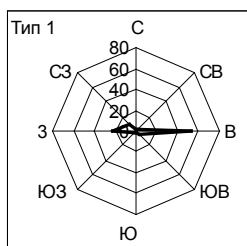
Таблица 4.2 – Повторяемость направлений ветра (в %) в году по данным метеостанций

Станция (z, 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

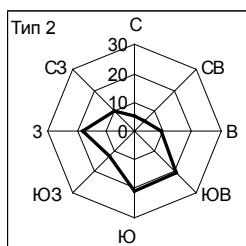
На МС Токмак абсолютно преобладают потоки общей циркуляции атмосферы и горно-долинной циркуляции по оси Чуйской долины. Они имеют два основных направления – восточное и западное, в результате чего роза направлений состоит на станции из двух «шипов», ориентированных на восток и на запад.



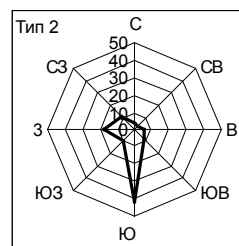
Чуйская (0,60 км)



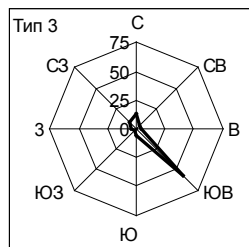
Токмак (0,82 км)



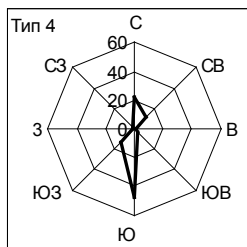
Бишкек (0,76 км)



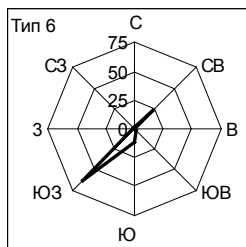
Фрунзе АМСГ
(0,82 км)



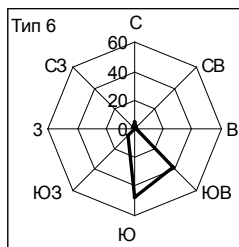
Чон-Арык (1,10 км)



Байтык (1,58 км)



Ала-Арча пер.
(2,95 км)



Тюя-Ашу сев.
(3,09 км)

Рисунок 4.2 – Розы повторяемостей направлений ветра в году по станциям Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта (числа по оси ОС – значения 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 составля-

ющих склоновой горно-долинной циркуляции (см. подразд. 4.2). Такое положение на склоновых станциях сохраняется во всех случаях пока ее «погружение в рельеф» составляет более 200–300 м. Как только станция становится открытой, дисперсия направлений увеличивается, и одновременно 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 шаропилотных наблюдений в работе [38]. 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.

4.2 Горно-долинные циркуляции

В Чуйской долине, как и во всех горных долинах различных стран, хорошо развиты местные системы ветров, имеющие общее название горно-долинных циркуляций (ГДЦ). Здесь наблюдаются две разновидности или типа ГДЦ (рисунок 4.3): 1) ГДЦ с вертикальным кольцом циркуляции вдоль оси Чуйской долины (сохраним за этим основным, более мощным кольцом, обозначение ГДЦ), 2) *склоновые* ГДЦ, вертикальные кольца которых развиваются вдоль склоновых долин, т.е. между северным склоном Киргизского хребта и, расположенной севернее подгорной равниной, имея примерно перпендикулярные ориентации к основному кольцу ГДЦ (обозначим для краткости циркуляции второго типа как СГДЦ). Аналогичные, но, видимо, более слабые кольца СГДЦ развиваются также между северной казахстанской частью Чуйской долины и низкими Чу-Илийскими горами (борт 2 на рисунке 4.3). Мы их рассматривать не будем, так как они лежат в пределах Казахстана.

Оба вида циркуляций наблюдаются во все сезоны года. Их причиной является горизонтальная разность температур между горами и свободной атмосферой на одной и той же высоте: днем горы теплее атмосферы, ночью, наоборот, – атмосфера теплее гор. Разность температур между горами и атмосферой мала, всего 1–3 °С, поэтому циркуляции «хрупки», наблюдаются только при хорошей малооблачной погоде и ослабленных потоках общей циркуляции атмосферы, со скоростями не более 5–7 м/с. Так как повторяемость хороших погод в Чуйской долине достаточно велика, то обе эти местные циркуляции – обычное явление. Они действуют безотказно в ясные дни и ночи, хотя их скорости и малы, составляя у земли обычно 1–3 м/с, а на высотах нескольких сотен метров увеличиваясь до 5–7 м/с. По высоте циркуляции захватывают слой от нескольких сотен метров до 1,5 км, причем их верхние противотечения могут быть рассредоточены в атмосфере, не образуя в этих случаях замкнутых по вертикали колец.

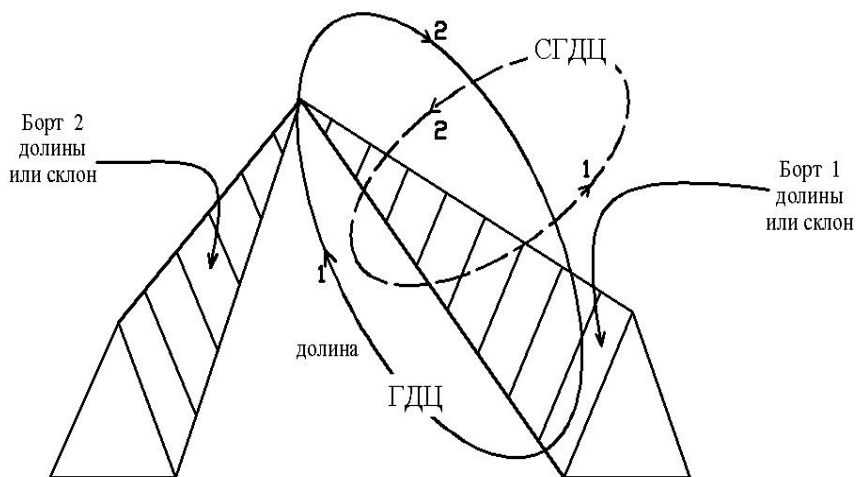


Рисунок 4.3 – Схема орографических условий Чуйской долины, приводящая к развитию ГДЦ и СГДЦ: 1 – направление дневных (долинных) составляющих ГДЦ по оси Чуйской долины и СГДЦ по склону Киргизского хребта; 2 – направление их противотечений; борт 1 – северный склон Киргизского хребта; борт 2 – юго-западный склон Чу-Илийских гор (находится в пределах Казахстана). (Вертикальный масштаб склонов и колец циркуляций не соблюден)

Нижние *приземные потоки колец* горно-долинных циркуляций, которые также называются их *дневными и ночными составляющими*, имеют следующие направления:

ГДЦ – 1) днем ветер дует вверх вдоль оси Чуйской долины, т.е. с запада на восток (дневная или долинная составляющая ГДЦ); 2) ночью ветер дует обратно – вниз по долине, т.е. с востока на запад (ночная или горная составляющая ГДЦ),

СГДЦ – 1) днем ветер дует из Чуйской долины вверх по северному склону, т.е. севера на юг (долинная или дневная составляющая СГДЦ); 2) ночью ветер дует обратно – вниз по северному склону хребта, т.е. с юга на север (горная или ночная составляющая СГДЦ).

Ночью как зимой, так и летом воздух над склонами охлаждается за счет радиационного излучения и начинает стекать вниз, создавая дополнительный *гравитационный* сток. Гравитационный сток не имеет отношения к механизмам ГДЦ и СГДЦ, но по направлению он совпадает с их ночными горными составляющими и усиливает их (одновременно маскируя в определенной мере наличие самих циркуляций, когда они не выражены совсем или выражены слабо). Зимой, при сильном охлаждении, гравитационный сток может наблюдаться и днем, т.е. в течение всех суток, подавляя в этом случае слабые дневные долинные составляющие циркуляций. Выделить его при наблюдениях можно только как аномальные для дня по направлению как восточные (для ГДЦ) и южные (для СГДЦ) ветры.

Исходя из теории горно-долинных ветров, априори можно ожидать, что над Чуйской долиной ГДЦ будет более мощным кольцом, абсолютно доминирующим в ее осевой и прилегающей к ней зоне. При приближении к Киргизскому хребту ГДЦ будет уменьшаться по повторяемости, сходя на нет в зоне подножья и нижней части его склона.

СГДЦ должна захватывать область северного склона хребта примерно от 2/3 его высоты и до подножья, распространяясь далее в подгорную равнину до 20 (30) км. Таким образом, осевая область долины это зона преимущественного развития ГДЦ, куда СГДЦ проникает в основном только своей южной горной компонентой. Область северного склона Киргизского хребта, включая подножье, – зона развития СГДЦ. На подгорной равнине, от подножья и примерно на удалении до 20 км, могут, исходя из погодных

условий, на «конкурентной» основе наблюдаться либо ГДЦ, либо СГДЦ. Возможны отдельные случаи, когда в нижнем слое прослеживается СГДЦ, а выше – ГДЦ.

Повторяемость горно-долинных циркуляций можно определить как повторяемость направлений их горных компонент (которые наблюдаются чаще долинных) по данным климатических справочников по направлению ветра на станции в ночное время. При таком подходе к повторяемости обеих циркуляций дополнительно «приписываются» случаи гравитационного стока, который для ночных условий нельзя отличить от их горных компонент (можно считать, что эта погрешность вполне приемлема). Хуже обстоит дело, когда зимой к горной компоненте ГДЦ приписываются еще и случаи восточных ветров общей циркуляции атмосферы, что может иметь место при типах синпроцессов, соответствующих перифериям антициклонов, когда нельзя разделить восточные потоки общей циркуляции и горную составляющую ГДЦ. Этим методом, несмотря на присутствие ему некоторые завышения повторяемости циркуляций, были обработаны данные станций Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта [7].

В таблице 4.3 приведены определенные таким образом суммарные повторяемости для обоих типов циркуляций по сезонам и за год, независимо от их вида в каждые сутки. Станции в таблице расположены не по высоте, а по типам освещаемой территории.

Три первые станции находятся на оси Чуйской долины, но в разных ее частях. Из них МС Токмак расположена на границе ее восточной (верхней) и центральной частей, МС Константиновская несколько западнее и ниже по р. Чу, а Чуйская еще западнее и также ниже по р. Чу (крайняя северная точка Кыргызстана). В области расположения всех трех станций должна абсолютно преобладать ГДЦ с западными долинными (дневными) и восточными горными (ночными) составляющими. Хорошо видно, что действительно во всей осевой зоне долины повторяемость ГДЦ очень высока, уменьшаясь в году от 58 до 42 % при смещении с востока на запад. Повторяемость циркуляции имеет максимум летом (53–72 %), оставаясь высокой во все сезоны года (34–72 %).

Таблица 4.3 – Суммарные повторяемости (%) ГДЦ и СГДЦ по данным метеостанций [7]

Станция (z, км), расположение	Сезон года				Год
	Зима	Весна	Лето	Осень	
Токмак (0,81), ось долины	54	50	72	58	58
Константиновская (0,65), ось долины	45	50	63	50	51
Чуйская (0,60), ось долины	37	46	53	34	42
Фрунзе АМСГ (0,82), подгорная равнина (старый аэропорт)	58	63	82	71	67
Бишкек (0,76), подгорная равнина	52	54	72	63	59
Беловодск (0,73), подгорная равнина	47	45	56	53	50
Чон-Арык (1,11), подножье	73	67	79	77	75
Байтык (1,58), нижняя зона склона	60	59	71	61	62
Арасан (1,80), нижняя зона склона	69	63	82	72	71

Южнее оси Чуйской долины, на подгорной равнине, где наблюдаются оба вида циркуляций, чем ближе к подножью хребта, тем суммарная повторяемость циркуляций больше (Беловодск – 50 %, Бишкек – 59 %, Фрунзе АМСГ – 67 %) за счет все возрастающего вклада СГДЦ. Здесь также выделяется летний максимум повторяемости (56–82 %) при ее высоких значениях в целом (45–82 %).

Следует особо подчеркнуть, что южная горная составляющая СГДЦ имеет очень большое значение для «вентиляции» воздушного бассейна Бишкека. С высот южных привалков горожане могут отчетливо видеть как с вечерних по утренние сроки (а иногда

при ясных погодах зимой и в течение всего дня) южные ветры СГДЦ и гравитационного стока оттесняют далеко к северу на окраину города или даже за его пределы грязную шапку дымов, пыли и других вредных аэрозольных выбросов. Поэтому самую чистую атмосферу имеют южные микрорайоны Бишкека и расположенные выше них села.

Подножье и нижняя часть склона Киргизского хребта по чистоте атмосферы и относительно малым амплитудам суточных и годовых температур воздуха, т.е. снижению высоких летних температур и повышению ночных зимних температур является самой благоприятной для проживания зоной. Несколько более низкое «качество» климатических условий имеют южные микрорайоны Бишкека. Наименее благоприятной зоной для проживания являются северные районы города.

Начиная с подножья склонов, и особенно в низкогорной, а тем более среднегорной (до 2–2,5 км) и высокогорной зонах (ее нижней части примерно до 3 км) наблюдается только ГДЦ, имея здесь очень высокие повторяемости. Они не растут с высотой, оставаясь стабильно высокими на всех высотах: год 62–75 %, летний максимум 71–82 %, колебания в сезонах составляют 59–82 %.

Для подгорной равнины, где наблюдаются обе циркуляции, оценен также их относительный вклад в общую повторяемость (таблица 4.4) [7]. Видно, что в Бишкеке, расположенном примерно на равных удалениях от подножья и оси долины, повторяемости ГДЦ и СГДЦ также примерно одинаковы: Бишкек, год – соответственно 53 и 47 %, по сезонам, 49–58 и 42–51 %. В Константиновской (ось долины, ее центральная часть по долготе) ГДЦ в году наблюдается в 83 % случаев, а СГДЦ только в 17 %. Напротив, на Фрунзе АМСГ (несколько км до подножья) 90 % приходится на СГДЦ и только 10 % на ГДЦ.

Таблица 4.4 – Относительный вклад (%) доли ГДЦ и СГДЦ в их общую повторяемость в подгорной равнине по данным станций [7]

Станция	Зима		Весна		Лето		Осень	
	ГДЦ	СГДЦ	ГДЦ	СГДЦ	ГДЦ	СГДЦ	ГДЦ	СГДЦ
Константиновская	85	15	89	11	88	12	76	24
Фрунзе АМСГ	11	89	14	86	8	92	6	94
Бишкек	57	43	58	42	52	48	49	51
Беловодск	14	86	15	85	14	86	10	90

Основными характеристиками вертикальной структуры циркуляций является мощность (толщина слоя) их нижних течений (Н), высота (h) максимума скорости на его вертикальном профиле (по теории $h = 0,25H$), само значение максимальной скорости (V) на высоте h и направление ветра (d) на этом уровне h. В таблице 4.5 приведены средние значения этих характеристик, полученных по 10 летним данным радиоветрового зондирования на аэрологической станции Бишкек [37].

Из нее видно, что ГДЦ в Чуйской долине гораздо более мощное течение, чем СГДЦ. Значение Н для ГДЦ по сезонам составляет – для долинного ветра 1,05–1,50 км, для горного 0,86–1,13 км, для стокового ветра 0,77–1,29 км. Для СГДЦ значения Н примерно в два-три раза меньше – для долинного 0,40–0,74 км, для горного 0,19–0,31 км, для стокового ветра 0,19–0,48 км.

Высота максимума скорости h только весьма условно соответствует теоретическому значению $h = 0,25 H$. На самом деле, по сезонам она для ГДЦ находится на высотах 0,23–0,77 км (долинный ветер), 0,36–0,56 км (горный ветер) и 0,14–0,61 км (стоковый ветер).

Среднее значение максимальной скорости ветра на высоте h для ГДЦ по сезонам колеблется в узких пределах от 5,1 до 5,9 м/с, для долинной составляющей, от 4,3 до

5,5 для горной и от 4,5 до 5,0 для стоковой. Для СГДЦ ее значения в 1,5–2 раза меньше: 2,1–3,9 м/с – долинный ветер, 1,8–2,0 – горный и 1,5–4,8 м/с – стоковый.

Таблица 4.5 – Аэрологические характеристики составляющих ГДЦ и СГДЦ по данным радиозондирования на АЭ Бишкек за 1974–1983 гг. [37]

Составляющая ветра	ГДЦ				СГДЦ			
	Н, км	h, км	V, м/с	d° (румб)	Н, км	h, км	V м/с	d° (румб)
Весна								
Горный	1,02	0,56	4,7	104 (В)	0,19	0,08	1,8	171 (Ю)
Долинный	1,50	0,77	5,5	281 (З)	0,67	0,27	3,9	46 (СВ)
Стоковый	1,29	0,61	4,7	97 (В)	0,34	0,13	2,5	176 (Ю)
Лето								
Горный	0,86	0,37	4,3	102 (В)	0,22	0,04	2,0	175 (Ю)
Долинный	1,17	0,23	5,1	279 (З)	0,74	0,24	3,9	351 (С)
Стоковый	0,77	0,14	5,0	89 (В)	0,48	0,16	4,8	186 (Ю)
Осень								
Горный	1,05	0,40	5,0	97 (В)	0,20	0,04	1,9	177 (Ю)
Долинный	1,24	0,47	5,3	281 (З)	0,64	0,26	3,6	29 (СВ)
Стоковый	0,64	0,36	4,5	102 (В)	0,43	0,04	2,4	177 (Ю)
Зима								
Горный	1,13	0,36	5,5	104 (В)	0,31	0,04	1,9	170 (Ю)
Долинный	1,05	0,46	5,9	279 (З)	0,40	0,19	2,1	20 (С)
Стоковый	0,92	0,26	4,7	100 (В)	0,19	0,04	1,5	183 (Ю)

Направления дневных и ночных составляющих ГДЦ и СГДЦ, определенные на уровнях h (см. таблицу 4.5, столбец d°(румб)), хорошо совпадают с общей ориентацией оси Чуйской долины (для ГДЦ) и осей меридиональных склоновых долин (для СГДЦ).

Несомненно, что между Чу-Илийскими горами (северо-восточный борт Чуйской долин, расположен в пределах Казахстана) и Чуйской долиной наблюдается второе более слабое кольцо СГДЦ, которое пока еще остается не изученным.

4.3 Аэроклиматические характеристики ветра

Знание только приземных характеристик ветра на высоте 10 для решения многих задач является недостаточным. Часто необходимы данные о его значениях на различных высотах, где происходит перенос воздушных масс. Рассмотрим аэроклиматические (высотные) характеристики ветра над Чуйской долиной, которые были получены по двум различным видам наблюдений за ветром: 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 1 км над его уровнем, т.е. для пограничного слоя атмосферы.

Вертикальные профили модуля средних скоростей ветра в нижней тропосфере. В таблице 4.6 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 [4], а на рисунке 4.4 показаны соответствующие графики их высотных профилей.

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 при-

Таблица 4.6 – Средние скорости ветра в нижней тропосфере над Чуйской долиной для центральных месяцев сезонов для дня и ночи (АЭ Бишкек, 756 м; 1966–1975 гг.) [4]

z, 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

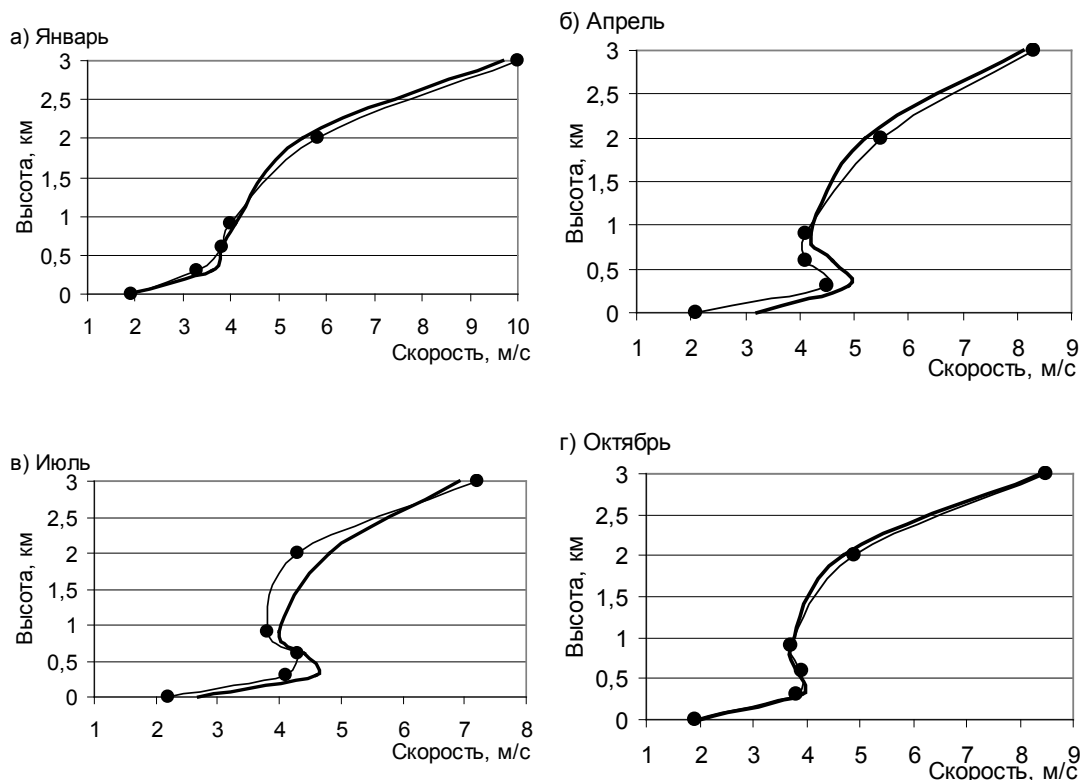


Рисунок 4.4 – Высотные профили средних скоростей ветра над Чуйской долиной в нижней тропосфере в центральные месяцы сезонов года по данным АЭ Бишкек за 1966–1975 гг., высоты даны над уровнем станции (● ночь, + Срок 03 ч – Срок 15 ч день)

земном 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, рассмотренных в подразд. 4.2, 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.

На графиках рисунка 4.4 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. К уровню 5, 24 км (6 км над уровнем моря) они достигают 16 м/с зимой и 11 м/с летом [31]. 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. Знание 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.

В таблице 4.7 приведены рассчитанные нами 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 г. до высоты 1000 м. Результаты расчетов представлены по четырем сезонам года, для четырех времен суток (утро, день, вечер и ночь) и для трех высот над уровнем взлетно-посадочной полосы – 10, 200 и 900 м. В работе [7] 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 4.7, отсылая читателя к специальной публикации [7]. Подчеркнем еще раз большую прикладную климатическую ценность этих данных, которая и обусловила необходимость хотя бы частичного их помещения в настоящей работе. Заметим только, что осредненный модуль результирующего ветра всегда меньше осредненного обычного модуля ветра V (сравните данные таблиц 4.6 и 4.7), который приводится в климатических справочниках. Так, например (таблица 4.7), 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 осредненное смещение воздушных масс и переносимых с ними свойств воздуха. Аналогичные выводы по таблице 4.7 можно сделать и для других сезонов.

Таблица 4.7 – Аэроклиматические характеристики ветра в ПГС над осевой зоной Чуйской долины для высот 10, 200 и 900 м по данным наземных и шаропилотных наблюдений [7]

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 _з	-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 _м	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 _р	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 _з	-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 _м	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 _р	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 _з	-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 _м	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 _р	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 _з	-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 _м	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 _р	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

Вертикальные сдвиги ветра в ПГС. Вертикальный сдвиг ветра (BCV) представляет собой вертикальный градиент вектора ветра, является векторной величиной и имеет единицей измерения c^{-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 BCB (c^{-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 BCB над Чуйской долиной отсутствовали.

Климатические характеристики ВСВ были рассчитаны нами [7] для слоя 10–40 м и вышележащих слоев по наземным (мачта 10 м), и тем же шаропилотным 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 4.8 приведены фактические повторяемости ВСВ над ВПП аэропорта Манас для слоя 10–40 м по градациям ИКАО для различных сезонов и времени суток, а в таблице 4.9 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 4.9 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 4.8) 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 аэропорта Манас, 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.

Таблица 4.8 – Фактические повторяемости (%) градаций ВСВ по критерию ИКАО в приземном слое 10–40 м над ВПП аэропорта 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

Разумеется, отдельные особо сильные сдвиги ветра возможны при грозах и прохождении атмосферных фронтов.

Расчетные данные таблицы 4.9 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 с⁻¹ до очень сильных – 0,238 с⁻¹. Один раз в 10 лет в среднем возможны очень сильные ВСВ, лежащие в диапазоне 0,214–0,307 с⁻¹.

Фактически максимумы говорят о том, что расчетные данные хорошо соответствуют наблюдаемой в действительности картине. Значения средних из годовых максимумов лежат в пределах 0,180–0,384 с⁻¹, а абсолютные максимумы в пределах 0,230–0,750 с⁻¹.

Таблица 4.9 – Расчетные и фактические максимальные значения ВСВ (с⁻¹) в приземном слое 10–40 м над ВПП аэропорта 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

Расчеты вертикальных профилей ВСВ во всем пограничном слое атмосферы до 1000 м над ВПП аэропорта 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.

4.4 Сильные ветры и пыльные бури

Сильные ветры относятся к опасным метеорологическим явлениям. С ними связаны возможные разрушения сооружений от возникших ветровых нагрузок, падение деревьев, остановка работы аэропортов и строительных объектов, затруднения работы транспортных средств, пыльные бури со сносом верхнего слоя почвы, непосредственная опасность для людей и животных. Однако в Чуйской долине сильные ветры не очень частое и опасное явление, вследствие того что максимальные скорости ветра здесь практически не превышают 20–25 м/с. Но они с вероятностью 1 раз в 10 лет могут достигать значений 40 м/с и более в области открытой гребневой зоны Киргизского хребта, создавая здесь большие ветровые нагрузки. Поэтому разделим рассмотрение вопроса о режиме сильных ветров на два: 1) в настоящем подразделе рассмотрим повторяемость и длительность бурь, под которыми будем понимать случаи сильных ветров со скоростью

ми $V \geq 15$ м/с, которые наблюдаются в Чуйской долине до 5–15 раз в году (а также случаи пыльных бурь, которые могут происходить и при меньших скоростях); 2) возможные максимальные ветровые нагрузки на сооружения, возникающие 1 раз в 5, 10, 15 и 25 лет под действием предельных значений скоростей такой же очень редкой повторяемости (см. подразд. 4.5). Кроме того, на открытых участках склона хребта ветровые нагрузки часто возникают совместно с явлением обледенения конструкций и сооружений, имея много общего в своем формировании. Поэтому гололедные нагрузки также рассматриваются в подразд. 4.5 совместно с ветровыми нагрузками.

Частота и длительность бурь ($V \geq 15$ м/с). Условно назовем бурями случаи сильных ветров, когда *средняя за 2 или 10 минут* скорость ветра на высоте 10 м (высота установки ветроизмерительных приборов – флюгера с осреднением скорости за 2 мин и анеморумбометра с осреднением ее за 10 мин) достигла или превысила 15 м/с. При этом, скорость ветра в порывах, имеющая период осреднения порядка 3–5 с, может значительно превышать среднюю за 2 и 10 мин. При средних скоростях $V \geq 15$ м/с приостанавливается взлет и посадка многих типов самолетов и вертолетов, останавливается работа башенных кранов, происходит повал деревьев, создаются опасные условия для многих других видов жизнедеятельности человека.

В таблице 4.10 приведены рассчитанные нами средняя для года частота бурь n (число случаев), средняя их длительность t (ч) и повторяемость (%) по сезонам для станций Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта [36–38]. Эти данные получены по наблюдениям за «бурным ветром» как явлением, которые проводились метеостанциями в 1936–1968 гг. непрерывно в течение всех суток, а не только в сроки наблюдений. Дополнительно в таблице приведены значения коэффициентов вариации частоты (c_n) и длительности (c_t) бурь. Первый из них характеризует межгодовую изменчивость числа случаев бурь (т.е. «от года к году»), а второй изменчивость их длительностей от «бури к буре». Чем меньше эти коэффициенты, тем меньше изменчивость этих характеристик и стабильнее режим бурь. Условно считается, что изменчивость малая при $c \leq 0,3$, умеренная при $c = 0,3–0,6$, большая при $c = 0,6–1,0$ и очень большая при $c > 1,0$.

Из данных таблицы видно, что станции Чуйской долины – Чуйская, Токмак, Бишкек и Беловодск – отмечают в среднем 9–14 бурь в году, имея их умеренную межгодовую изменчивость ($c_n = 0,41–0,58$). Более высокая частота на МС Новотроицкое, располагавшейся за пределами Кыргызстана, объясняется тем, что она находилась на периферии зоны действия сильного СВ «курдайского» ветра [36–38], который еще проявляется и на МС Чуйская, но только в повышенной здесь длительности бурь (3,61 ч) и значительной повторяемости их СВ (16 %) и В (19 %) направлений.

Наиболее часто бури в Чуйской долине наблюдаются весной (33–48 %) и летом (32–41 %). Зимой и осенью их повторяемость заметно меньше, соответственно 8–21 % и 12–16 %. Бури преимущественно связаны с прохождением атмосферных фронтов и сопутствующим им развитием грозовой деятельности. Поэтому они имеют в основном западные направления. Исключением является район станции МС Чуйская с большой повторяемостью СВ и В бурных ветров (в сумме 35 %) и МС Токмак, где повторяемость восточных бурь составляет 25 %, а западных 59 %. Восточные направления бурь являются типичными для восточной части Чуйской долины (к востоку от МС Токмак). Они связаны с развитием в зимний период года восточных фёнов «высасывания», когда над Тянь-Шанем находится область повышенного давления, а по югу Казахстана проходят циклонические серии и создается значительный градиент давления, направленный с ЮВ на СЗ.

Длительность бурь в Чуйской долине мала, составляя в среднем по данным станций Бишкек и Беловодск 1,3 и 1,1 ч. На станциях Чуйская (3,6 ч) и Токмак (1,9 ч) она повышена по уже названным причинам.

Таблица 4.10 – Средняя годовая частота бурь (n), коэффициент вариации (c_n), средняя длительность бурь (t (ч)), коэффициент вариации (c_t) и сезонная повторяемость бурь [36–38]

Станция (z, км)	n, случа- ев	c_n	Повторяемость по сезонам (%)				t (ч)	c_t
			З	В	Л	О		
Новотроицкое* (0,45)	18,3	0,35	7	43	35	15	4,50	0,94
Чуйская (0,60)	9,0	0,41	8	48	32	12	3,61	1,11
Токмак (0,82)	11,1	0,48	21	33	32	14	1,86	1,18
Бишкек (0,76)	14,1	0,58	16	34	34	16	1,32	0,82
Беловодск (0,73)	11,8	0,61	9	36	41	14	1,08	1,47
Юрьевка (1,03)	5,5	0,53	11	43	33	13	0,62	1,12
Чон-Арык (1,10)	9,8	0,64	8	27	54	11	0,70	1,04
Байтык (1,58)	3,6	0,75	9	26	59	6	1,55	1,65
Ала-Арча пер.(2,95)	4,8	0,73	26	9	4	61	6,58	0,78
Тюя-Ашу сев.(3,09)	7,7	0,74	39	27	5	29	6,40	0,87
Тюя-Ашу юж. (3,23)	1,3	1,00		21	21	58		

*Станция Новотроицкое располагалась на оси Чуйской долины (севернее МС Чуйская), но уже в Казахстане на периферии зоны действия сильного «курдайского» ветра.

Таблица 4.11 – Фактические максимальные скорости ветра (м/с) по флюгеру (ф) и анеморумбометру (а)

Характеристика	Месяц года												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
МС Бишкек (0,76 км)													
Скорость	26ф	20а	19ф	25ф	25ф	28ф	25ф	20ф	25ф	20а	20ф	20ф	28ф
Порыв	32а		25ф	26а	38а	30а	30а	24а		24а	26а	25ф	38а
Чон-Арык (1,11 км)													
Скорость	15ф	17ф	20ф	20ф	18ф	20ф	18ф	20ф	17ф	17ф	15ф	17ф	20ф
Порыв	17ф		24ф	40ф	20ф	20ф	20ф			20ф	17ф		24ф
Байтык (1,58 км)													
Скорость	20ф	20ф	20ф	20ф	24ф	24ф	20ф	20ф	20ф	17ф	15ф	20ф	24ф
Порыв		24ф		24ф				24ф	24ф	20ф			
Тюя-Ашу сев.(3,09 км)													
Скорость	28ф	24ф	24ф	25ф	28ф	18ф	18ф	24ф	24ф	28ф	28ф	24ф	28ф
Порыв	35ф	34ф		30ф		24ф	25ф				29ф	28ф	35ф

Остальные станции по данным таблицы 4.10, начиная с Юрьевки и по Тюя-Ашу юж., располагаются в узких долинах склона Киргизского хребта от его подножья (Юрьевка, Чон-Арык) до пригребневой зоны (Ала-Арча пер., Тюя-Ашу сев. и Тюя-Ашу юж.). Вследствие извилистости и узости этих долин (ушей), бурные ветры на станциях имеют частоту меньше, чем даже на станциях днища долины. Она находится в пределах 1,3–10 бурь в году. Причем наибольшее значение 10 бурь соответствует станции подножья Чон-Арык (1,1 км), а наименьшее 1,3 бури – высокогорной станции Тюя-Ашу юж. (3,23 км). Даже высокогорная станция Тюя-Ашу сев. (3,09 км), где наряду с МС Балыкчи наблюдаются самые высокие в Кыргызстане средние годовые скорости ветра (4,1 м/с), имеет среднюю годовую частоту бурь всего 7,7. Несомненно, что решающим фактором наблюдаемых малых частот бурь является местная орографическая защищенность метеорологических площадок станций. К сожалению,

на открытых склонах и гребнях хребтов не только в Кыргызстане, но и во всей Центральной Азии нет ни одной метеостанции. Поэтому невозможно сделать даже аналоговую оценку частоты и длительности бурь для открытых участков северного склона Кыргызского хребта.

Средняя длительность бурь на станциях в зоне подножий меньше одного часа (0,6–0,7 ч), но затем она существенно увеличивается с высотой, достигая в пригребневой зоне 6,4–6,6 ч. Можно сделать предположительную косвенную оценку, что примерно в том же отношении должна возрастать и частота бурь с высотой на открытых участках северного склона Кыргызского хребта.

Максимальные скорости ветра при бурях. В таблице 4.11 [28] приведены фактические максимальные скорости ветра и их порывы, зарегистрированные на метеостанциях с указанием типа ветроизмерительного прибора – флюгера (осреднение 2 мин) или анеморумбометра (осреднение 10 мин).

На МС Бишкек, данные которой можно распространить на всю Чуйскую долину, зарегистрирована максимальная скорость ветра по флюгеру 28 м/с (порыв 38 м/с), а по анеморумбометру только 20 м/с (порыв 32 м/с). На АМЦ Манас [22] отмечено два случая больших скоростей ветра – 30 м/с (июнь 1977 г.) и 36 м/с (июль 1998 г.). Скорее всего, это были порывы ветра, измеренные по анеморумбометру. Надо отметить, что большие скорости ветра при измерениях по флюгеру завышаются примерно на 12 %, так что для их приведения к более объективному прибору анеморумбометру следует использовать «понижающее» уравнение

$$V_a = 0,88V_{\text{ф}}. \quad (4.1)$$

С учетом этого обстоятельства можно считать, что максимальные скорости ветра 10-минутного осреднения в Бишкеке и Чуйской долине, как правило, не превышают 20–25 м/с, а порывы могут быть примерно на 5–10 м/с больше.

В узких долинах северного склона Кыргызского хребта, независимо от высоты места, максимальные скорости примерно на 3–5 м/с ниже, чем в Чуйской долине. Только на высокогорной Тюя-Ашу сев., на которой орографическая защищенность уже меньше, максимальные скорости возрастают до значений, характерных для Чуйской долины.

Вопрос о максимальных скоростях ветра на открытых участках склонов Кыргызского хребта, как уже отмечалось, будет рассмотрен отдельно в подразд. 4.5.

Пыльные бури. Пыльная буря представляет собой перенос сильным ветром большого количества пыли и песка, приводящий к значительному ухудшению видимости. По источнику песчано-пылевой взвеси их можно разделить на местные и адвективные. Для местных пыльных бурь обязательно необходима сухая земная поверхность. Адвективные бури могут наблюдаться в любую погоду, даже после дождей. Их последствием часто является адвективная мгла, которая может удерживаться значительное время после окончания бури, особенно если она создается легкой взвесью. Высокая повторяемость пыльных бурь наблюдается в окружающих пустынях.

В Чуйской долине пыльные бури, как правило, возникают при прохождении атмосферных фронтов, грозах и шквалах. Они могут начинаться при скоростях ветра гораздо меньше 15 м/с, даже со скорости всего 2 м/с, которая потом может значительно усиливаться, достигая 15–20 м/с (таблица 4.12). Но все же подавляющее число пыльных бурь (95 %) имеют максимальные скорости не более 10–14 м/с.

В таблице 4.13 видно, что в Бишкеке среднее число пыльных бурь в году составляет 11. Они не наблюдаются в декабре и январе, когда поверхность земли является мерзлой, и очень редки в феврале, марте и ноябре. Только в период с апреля по октябрь число дней с пыльной бурей составляет один и более в месяц с максимумом в июне-июле (2,5 дня). Эти показатели можно распространить на всю Чуйскую долину.

Таблица 4.12 – Повторяемость градаций (%) скоростей ветра в начале пыльной бури ($V_{нач.}$) и максимальной при пыльной бури ($V_{макс}$) [30]

Станция (z, км)	2–5 м/с		6–9 м/с		10–14 м/с		15–20 м/с	
	$V_{нач}$	$V_{макс}$	$V_{нач}$	$V_{макс}$	$V_{нач}$	$V_{макс}$	$V_{нач}$	$V_{макс}$
Бишкек (0,76)	63	59	22	28	9,7	9,3	5,1	4,8
Фрунзе (АМСГ 0,82)	56	47	28	35	8,6	9,5	7,6	8,2
Токмак (0,82)	67	64	15	17	6,5	6,5	11,2	12,9

Таблица 4.13 – Среднее число дней с пыльной бурей по месяцам и за год [28]

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
Бишкек (0,76 км)												
	0,02	0,3	0,8	1,3	2,4	2,5	1,5	1,4	1,0	0,1		11
Чон-Арык (1,10 км)												
		0,02	0,2	0,4	0,8	0,8	0,7	0,5	0,3			4
Байтык (1,58 км)												
			0,02	0,02		0,04	0,1	0,2	0,02			0,4

В зоне подножья Киргизского хребта среднее годовое число дней с пыльной бурей уменьшается до 4 (МС Чон-Арык), а в нижней зоне склонов становится менее одного дня в году (МС Байтык). В среднегорье и высокогорье пыльных бурь практически не наблюдается.

В то же время, хотя и сравнительно редко – один раз в несколько лет, над Чуйской долиной может возникать адвективная мгла, наблюдающаяся несколько дней, и даже более недели на всех высотах вплоть до гребневой зоны Киргизского хребта. Она является следствием развития сильных и высоких пыльных бурь на больших пространствах в окружающих пустынях и полупустынях, когда там происходит существенное усиление скоростей ветра, наблюдаемое в течение нескольких дней. В этих случаях видимость в Чуйской долине уменьшается, хотя и не так сильно, как при собственно пыльных бурях, так что Киргизский хребет теряет свои резкие очертания и виден, как сквозь матовое стекло. Характерной особенностью такой мглы являются безветренная или со слабыми ветрами погода в Чуйской долине, что четко отличает мглу от местной пыльной бури.

4.5 Максимальные скорости ветра и гололедные отложения, вызывающие нагрузки на сооружения

Все технические сооружения (здания, высоковольтные линии электропередачи, мачты, башни, антенные системы и др.), согласно Строительных норм и правил – СНиП [49, 50], 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 [59]. Таким образом, недостаточно знать просто значения максимальных зарегистрированных скоростей и гололедных осадков, а необходимо определить указанные их расчетные вероятностные характеристики согласно требованиям СНиП.

Как уже отмечалось, метеостанциями совершенно не освещены орографически открытые участки северного склона Киргизского хребта и его водораздельных гребней различных порядков. Такое положение наблюдается не только для него, но и для всех других хребтов Кыргызстана и Средней Азии в целом. Поэтому невозможно даже было сделать даже какие-либо аналоговые оценки об этих величинах для открытых участ-

ков склонов хребтов. В то же время задачи строительства ЛЭП от Токтогульской ГЭС и других строящихся горных электростанций настоятельно требовали решения этого вопроса.

Поэтому под руководством автора в течение 1964–1980 гг. были проведены в горных районах Тянь-Шаня, Памира и Копет-Дага специальные гололедно-ветровые съемки на не освещенных участках гребней и склонов хребтов. Приводимые ниже результаты в первую очередь основываются на данных этих экспедиционных съемок.

Максимальные гололедные отложения и гололедные нагрузки. Гололедные отложения осаждаются на элементы конструкций из *переносимых ветром* переохлажденных капель туманов, опустившихся низких облаков или облаков, накрывающих склон. Они 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. Переносясь горизонтально ветром, переохлажденные капли остаются жидкими при температурах воздуха от нуля до -10 (-15) $^{\circ}\text{C}$. 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, приводит к особо опасным совместным гололедноветровым нагрузкам на сооружения и их возможным разрушениям. На рисунке 4.5 показаны примеры больших отложений плотной изморози, зарегистрированные в гребневой зоне хребтов и создавших очень опасные гололедные нагрузки [38].

Все технические сооружения, как уже указывалось, рассчитываются на максимальные гололедные нагрузки, 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 $0,9 \text{ г/см}^3$.

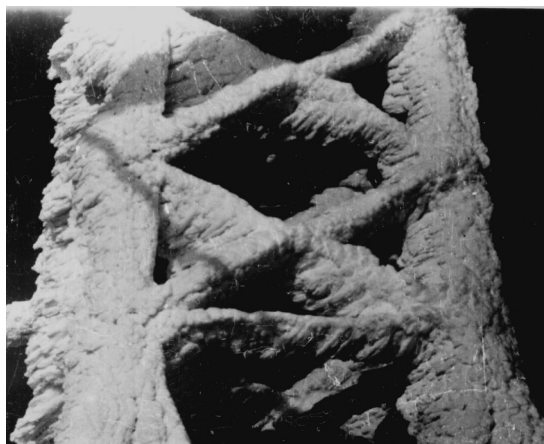


Рисунок 4.5 а – Фото отложения плотной изморози на опоре ВЛ – 220 кВ (масса осадка около 20 кг/м)



Рисунок 4.5 б – Фото отложения плотной изморози на тросе опытного пролета (масса осадка 35 кг/м)

На территории Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта нами было выделено пять принятых в строительной климатологии нормативных гололедных районов [37, 38, 49], определяемых по значениям P_{10} (кг/м) и соответствующим им b_{10} (мм):

Гололедный район	1	2	3	4	5 (особый)
Нормативная масса осадка, P_{10} (кг/м)	0,21	0,57	1,06	1,7	Более 2
Нормативная стенка гололеда, b_{10} (мм)	5	10	15	20	Более 22

Как видно, в 5 (особом) гололедном районе, согласно правил строительной климатологии, верхняя граница «открыта» и возможные максимальные значения гололедных отложений в нем определяются по фактическим расчетным данным.

Исследования показали, что в Бишкеке и во всей Чуйской долине гололедные осадки малы, соответствуя второму гололедному району, т.е. значениям $P_{10}=0,57$ кг/м ($b_{10}=10$ мм). Чаще всего на проводах и деревьях здесь образуются красивые ажурные отложения кристаллической изморози, имеющие плотность всего около $0,05$ г/см³ и поэтому малую массу, не представляющую никакой опасности для линий электропередачи, связи, антенных систем и других сооружений. В более редких случаях возможны отложения налипающего мокрого снега и плотной изморози, достигающие значений второго гололедного района, и приводящие к частичной поломке деревьев.

Самые малые гололедные осадки, соответствующие первому гололедному району независимо от высоты места, наблюдаются в узких и извилистых склоновых долинах Киргизского хребта, таких как ущелья рек Карабалты, Ак-Су, Ала-Арча, Аламедин, Норус, Иссык-Ата, Кегетты, Шамси, и другие более мелкие и боковые ущелья. При процессах образования гололедных осадков скорости ветра в ущельях за счет их извилистости и узости малы и поэтому процессы осаднения идут очень медленно, создавая осадки только небольшой массы.

Картина разительно меняется, если подниматься по боковым открытым водоразделам северного склона Киргизского хребта. Происходящее здесь увеличение скорости ветра при гололедных процессах приводит к интенсивному росту отложений. Начиная с подножья хребта (около 1 км) гололедные отложения на открытых участках склона быстро растут с высотой, в основном за счет отложений изморози с характерной плотностью $0,15-0,20$ г/см³. Полученная нами по данным гололедноветровых съемок высотная зависимость P_{10} и b_{10} приведена в таблице 4.14. В ней даны также расчетные значения массы осадков возможных 1 раз в 5, 15 и 25 лет.

Таблица 4.14 – Максимальные расчетные гололедные отложения на различных высотах для орографически открытых участков северного склона Киргизского хребта [37, 38]

Расчетное значение	Высота, км						
	1 км	1,5 км	2 км	2,5 км	3 км	3,5 км	4 км
P_{10} (кг/м)	0,57	1,16	1,94	2,92	4,09	5,45	7,00
b_{10} (мм)	10	15,8	21,7	27,5	33,3	39,2	45
P_5 (кг/м)	0,10	0,40	0,85	1,45	2,20	3,01	4,15
P_{15} (кг/м)	1,04	1,86	2,90	4,17	5,66	7,38	9,32
P_{25} (кг/м)	2,44	3,74	5,30	7,13	9,23	11,60	14,24

Видно, что особый гололедный район ($P_{10} > 2$ кг/м) на северном склоне Киргизского хребта начинается примерно с высоты 2 км. В гребневой зоне хребта (3,5–4 км) нор-

мативные нагрузки очень велики и достигают 5,5–7 кг/м. Нагрузки с повторяемостью 1 раз в 15 и 25 лет еще больше, достигая в гребневой зоне 10–14 кг/м. Именно на такие очень высокие нагрузки на участке пересечения хребта (верховье р. Аспара) запроектирована и построена в соответствии с полученными данными ВЛ 500 кВ «Токтогульская ГЭС – п/ст Фрунзе». Ни одна из метеостанций Средней Азии не отмечала таких высоких гололедных отложений в силу закрытости своих местоположений. В то же время опыт эксплуатации ЛЭП, пересекающих гребневые зоны высоких хребтов, например, линий «Кочкорка-Нарын», «Джалал-Абад-Казарман», «Токтогульская ГЭС-п/ст Фрунзе» убедительно свидетельствует, что такие высокие гололедные нагрузки являются здесь реальностью.

Максимальные скорости ветра и ветровые нагрузки. Все технические сооружения рассчитываются на максимальные скорости ветра 10 минутного осреднения, измеренные на высоте 10 м и вероятные 1 раз в 5, 10, 15 или 25 лет в зависимости от их требуемой надежности [48, 49]. Ветровая нагрузка F (кПа/м²), соответствующая скоростному давлению ветра на 1 м² площади конструкции, определяется по формуле кинетической энергии ветра

$$F = 0,5\rho V^2, \quad (4.2)$$

где ρ – плотность воздуха, кг/м³; V – скорость ветра, м/с.

Так как скорость ветра входит в формулу (4.2) в квадрате, то на практике это требует ее учета с шагом градаций возрастания не более, чем в 3–5 м/с.

В строительной климатологии в качестве *нормативной* принимается максимальная скорость ветра, вероятная 1 раз в 10 лет – V_{10} (м/с). При районировании территории используются следующие 7 градаций нормативных ветровых районов по значениям V_{10} :

Ветровой район	1	2	3	4	5	6	7
Нормативное значение V_{10} (м/с)	22	25	28	32	36	40	45

На территории Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта нами было выделено не 7, а 9 ветровых районов [36–38, 49] со значениями V_{10} от 22 до 55 м/с (таблица 4.15). Для расширения возможностей практического использования полученных результатов в таблице 4.15 также приведены для каждого из районов значения расчетных скоростей, вероятных 1 раз в год, 5, 15 и 25 лет (V_1 , V_5 , V_{15} и V_{25}).

Таблица 4.15 – Максимальные расчетные скорости ветра для различных ветровых районов, наблюдаемых в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта

Скорость, м/с	Ветровой район								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
V_{10} (нормативная)	22	25	28	32	36	40	45	50	55
V_1	16	19	22	25	28	32	36	40	45
V_5	21	24	27	30	34	38	43	47	52
V_{15}	23	26	30	34	38	42	47	52	58
V_{25}	25	28	31	35	39	44	49	54	60

Согласно этим данным, для Бишкека и большей части Чуйской долины расчетные максимальные скорости ветра достаточно малы и соответствуют второму ветровому району ($V_{10}=25$ м/с). Ежегодно в Бишкеке следует ожидать максимальных скоростей до 19 м/с. То, что при бурях здесь наблюдаются повалы деревьев, прежде всего, объясняется большой «парусностью» их крон и действием порывов ветра, которые могут превышать расчетные скорости ветра (10-минутного осреднения) на 25 % и даже более.

Только для крайнего востока долины (г. Кемин и восточнее) расчетные нормативные скорости ветра увеличиваются до значений третьего ветрового района ($V_{10}=28$ м/с).

Самые низкие максимальные скорости, соответствующие первому району ($V_{10}=22$ м/с), наблюдаются в узких и извилистых склоновых долинах независимо от высоты места: долины и ущелья рек – Карабалты, Ак-Су, Ала-Арча, Аламедин, Иссык-Ата, Кегетты, Шамси, Боомское ущелье и другие более мелкие. Это объясняется высокой орографической защищенностью их тальвегов окружающими боковыми склонами.

Как и для гололедных нагрузок, картина резко меняется, если подниматься по северному склону Киргизского хребта по его открытым боковым водоразделам. Здесь значения V_{10} растут от 25 м/с в зоне подножья (высота около 1 км) до 50–55 м/с в гребневой зоне (высоты 3,5–4 км). Высотная зависимость расчетных скоростей ветра, полученная нами по данным наблюдений 52 пунктов гололедноветровых съемок, располагавшихся на открытых участках склонов и гребней внешних хребтов-барьеров Тянь-Шаня, т.е. для орографически не защищенных участков их склонов представлена в таблице 4.16.

Таблица 4.16 – Высотная зависимость вероятных максимальных скоростей ветра для орографически открытых участков северного склона Киргизского хребта

Скорость ветра (м/с). вероятная 1 раз в:	Высота, км						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
V_{10} (нормативная)	25	30	35	40	45	50	55
V_1	19	23	27	32	36	40	45
V_5	24	28	33	38	43	47	52
V_{15}	26	32	37	42	47	52	58
V_{25}	28	33	38	44	49	54	60

Как видно, ветровые нагрузки на открытых участках северного склона Киргизского хребта, начиная примерно с высоты 2 км очень велики. Здесь на высотах 2–4 км значения V_{10} достигают 35–45 м/с. Именно на такие высокие ветровые нагрузки на перевальном участке гребня хребта (верховье р. Аспара) запроектирована линия 500 кВ «Токтогульская ГЭС – п/ст Фрунзе». Показательно, что на экспедиционном пункте ветровой съемки «радиорелейная станция Западная» (открытая вершина в районе перевала Чунгур, высота 3,6 км) в зимний период года анеморумбометром М-12 была зарегистрирована средняя за 10 мин скорость ветра, равная 42,5 м/с. Ни одна из действующих метеостанций Средней Азии пока не повторила этот рекорд.

В таблице 4.16 приведены высотные зависимости расчетных скоростей ветра с повторяемостью 1 раз в год, 5, 15 и 25 лет, что расширяет ее практическое использование. Видно, что от подножья хребта к его гребневой зоне диапазон расчетных скоростей ветра, вероятных 1 раз в 10 лет, меняется в пределах 19–45 м/с, а вероятных 1 раз в 25 лет – в пределах 28–60 м/с.

Здесь везде речь шла о скоростях ветра 10 минутного осреднения. Ясно, что в порывах скорости могут быть существенно выше. Ориентировочно можно считать, что в среднем в порывах мгновенные скорости ветра превышают средние за 10 мин до 25 %.

4.6 Давление и плотность воздуха, их высотные зависимости

В последнем выпуске Климатического справочника [28] каких-либо характеристик давления по станциям Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта не приводится. Однако эти данные необходимы для решения многих вопросов, а также

в учебных и познавательных целях для большей части населения. Наиболее важным представляется знание высотного распределения различных характеристик давления и плотности воздуха в пределах всего диапазона высот Киргизского хребта. Этот вопрос нами был исследован для территории Кыргызстана в целом. Учитывая небольшие размеры его территории и устойчивость режима давления и плотности воздуха, полученные результаты без какой-либо коррекции могут быть использованы для Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта.

Приведем вначале сведения о давлении воздуха в Бишкек по данным работы [21]. Так, среднее годовое давление на МС Бишкек (756 м) равно 928,2 гПа, а приведенное к уровню моря 1019 гПа. (Международной практической единицей давления служит гекто Паскаль (гПа), 1 гПа = 1,333 мм ртутного столба = 1 мбр (миллибар)). Годовой ход средних месячных значений давления, а также зарегистрированных по месяцам его максимальных и минимальных значений, приведены в таблице 4.17 [21].

Таблица 4.17 – Средние месячные $p_{\text{ср мес}}$, максимальные $p_{\text{макс}}$ и минимальные $p_{\text{мин}}$ зарегистрированные значения давления (гПа) на МС Бишкек (756 м) [21]

Характеристика	Месяц года											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$p_{\text{мин}}$	928	929	929	927	925	922	919	922	925	931	933	929
$p_{\text{ср мес}}$	934	933	932	930	928	925	922	924	929	934	936	935
$p_{\text{макс}}$	938	937	936	932	930	926	924	926	931	937	941	941

Видно, что годовая амплитуда средних месячных значений давления составляет в Бишкеке 14 гПа. Оно минимально в июле – 922 гПа и максимально в ноябре – 936 гПа. Наиболее низкие значения давления (919 гПа) наблюдаются в июле, а наиболее высокие в ноябре и декабре (941 гПа), так что амплитуда этих значений равна 22 гПа.

Междусуточная изменчивость давления Δp (разность давления в смежных сутках) в Бишкеке сравнительно мала, и в среднем для года составляет всего 3,4 гПа. По месяцам года она имеет следующие значения [21]:

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Δp , гПа	4,4	4,2	4,4	4,1	3,9	2,6	2,0	2,2	2,4	3,0	3,6	4,7

Во всех случаях междусуточная изменчивость не превышала 6–8 гПа. В среднем она минимальна в июле (2,0 гПа) и максимальна в декабре (4,7 гПа).

Из всех метеорологических величин давление и плотность воздуха наиболее закономерно понижаются с высотой места. Эти высотные зависимости искались нами методом наименьших квадратов по формулам политропной атмосферы, когда предполагается, что температура воздуха линейно уменьшается с высотой. Полученные зависимости для среднего значения, средних из годовых минимумов и максимумов давления, аналогичных характеристик плотности воздуха, а также для парциального давления кислорода в атмосфере и легких человека приведены в таблице 4.18. В таблице 4.19 даны результаты расчетов характеристик давлений по этим формулам для высот Чуйской долины и Киргизского хребта через 0,5 км. В ней также дополнительно для каждой из высот даны предельно возможные значения давления воздуха.

Заметим, что в формулах для давления и плотности воздуха числа перед скобками есть приведенные к уровню моря средние для Кыргызстана значения этих характеристик. Например, среднее годовое давление на уровне моря равно 1017 гПа, среднее их годовых минимумов равно 1001 гПа, а среднее из годовых максимумов 1040 гПа. Аналогична интерпретация этих коэффициентов и для плотности воздуха.

Таблица 4.18 – Формулы высотных зависимостей (z , км) характеристик давления, плотности воздуха и давления кислорода в легких человека [37]

Характеристика	Уравнение высотной зависимости (z , км)	Коэффиц. корреляции
<i>Давление воздуха – P, гПа</i>		
Средний из годовых минимумов	$P_{\text{сред. мин}} = 1001(1-0,02z)^{5,91}$	0,99
Среднее годовое	$P_{\text{сред. год}} = 1017(1-0,02z)^{5,85}$	0,99
Средний из годовых максимумов	$P_{\text{сред. макс}} = 1040(1-0,02z)^{6,00}$	0,99
<i>Плотность воздуха – ρ, кг/м³ ($\rho = 100P(\text{гПа})/(287 \cdot T^{\circ}\text{К})$)</i>		
Средний из годовых минимумов	$\rho_{\text{сред. мин}} = 1,142(1-0,02z)^{4,65}$	0,95
Среднее годовое	$\rho_{\text{сред. год}} = 1,253(1-0,02z)^{4,85}$	0,95
Средний из годовых максимумов	$\rho_{\text{сред. макс}} = 1,437(1-0,02z)^{5,35}$	0,95
<i>Давление кислорода, гПа</i>		
В атмосфере	$P(\text{O}_2)_{\text{атм}} = 0,21P(z)$	0,99
В легких человека	$P(\text{O}_2)_{\text{лег чел}} = 0,21(P(z)-63)$	0,99

Примечание: подставляя в формулы для давления кислорода значения различных характеристик давления воздуха, получим соответствующие последним характеристики давления кислорода.

Таблица 4.19 – Расчетные значения характеристик давления воздуха, кислорода (гПа) и плотности воздуха (кг/м³) на различных высотах через 0,5 км [37]

Характеристика	Высота, км							
	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
<i>Давление воздуха, гПа</i>								
Абсолют. мин.	936	881	830	780	732	687	645	605
$P_{\text{сред. мин}}$	943	888	837	787	739	694	652	612
$P_{\text{сред. год}}$	958	903	851	801	753	708	665	624
$P_{\text{сред. макс}}$	978	921	867	814	764	717	673	631
Абсолют. макс	987	929	874	820	769	721	676	634
<i>Среднее годовое давление кислорода, гПа</i>								
В атмосфере	201	190	179	168	158	149	140	131
В легких чел.	188	176	166	155	145	136	126	118
<i>Плотность воздуха, кг/м³</i>								
$\rho_{\text{сред. мин}}$	1,075	1,026	0,981	0,935	0,891	0,850	0,810	0,771
$\rho_{\text{сред. год}}$	1,191	1,133	1,079	1,027	0,975	0,926	0,880	0,835
$\rho_{\text{сред. макс}}$	1,444	1,357	1,275	1,196	1,125	1,063	1,005	0,950

Интересно сравнить расчеты давления по формулам таблицы 4.18 с приведенными выше для Бишкека. Так, расчетное значение $P_{\text{сред. год}} = 930$ гПа, а прямое, полученное по данным метеостанции Бишкек, равно 928,2 гПа. Как видим совпадение весьма хорошее, что дополнительно подтверждает применимость найденных формул для Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта.

Из приведенных данных следует, что на высоте 1 км давление за многолетний период может колебаться в широких пределах от 881 до 929 гПа, имея размах 48 гПа. Возможные колебания в течение года значительно уже – 888–921 гПа, т.е. имеют размах уже 33 гПа. При этом среднее годовое значение на высоте 1 км равно 903 гПа.

На высоте 4 км давление может колебаться в пределах 605–634 гПа с размахом только в 29 гПа. Колебания в году составляют еще более узкий диапазон – 612–631 гПа, что дает размах колебаний всего в 19 гПа. Среднее значение давления на высоте 4 км равно 624 гПа, т.е. на 31 % меньше, чем на высоте 1 км, и на 33 % меньше, чем в Бишкеке.

Среднее значение плотности воздуха на высоте Бишкека равно 1,164 кг/м³. Ежегодно оно в среднем может колебаться в пределах 1,047–1,325 кг/м³. С высотой места эти характеристики уменьшаются и на 4 км составляют: $\rho_{\text{сред. мин}} = 771 \text{ кг/м}^3$, $\rho_{\text{сред. год}} = 0,835 \text{ кг/м}^3$, а $\rho_{\text{сред. макс}} = 0,950 \text{ кг/м}^3$.

На уровне моря парциальное давление кислорода в атмосфере составляет около 213 гПа. К такому его значению адаптировался организм человека за весь период своей эволюции. На высотах давление снижается, что вредно отражается на состоянии человека.

Горная болезнь у здорового человека в легкой форме может начинаться уже с 2 км, где парциальное давление кислорода в атмосфере в среднем составляет 168 гПа, т.е. на 21 % ниже. На высоте 3 км, где оно уже 149 гПа или на 30 % ниже, горная болезнь проявляется уже в достаточно жесткой форме: сильная одышка, трудность выполнения тяжелой работы, головокружение, головная боль, тошнота, высокая утомляемость, бессонница и другие, более сильные симптомы. Конечно, через некоторое время адаптация их уменьшит или даже частично снимет, но полностью работоспособность организма на высотах 3 км и выше не наступает. В Чуйской долине и Бишкеке, на высотах не более 1 км горная болезнь у здорового человека не проявляется. Нет ее проявлений и у абсолютного большинства пожилых и больных людей, кроме редких отдельных случаев.



5

**ТЕМПЕРАТУРА
ВОЗДУХА,
ОТОПИТЕЛЬНЫЙ
ПЕРИОД
И ПРОМЕРЗАНИЕ
ГРУНТА В ЗИМНИЙ
СЕЗОН ГОДА**



В этом разделе рассмотрим режим температуры воздуха в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта, включая вопросы продолжительности и расчетных температур отопительного периода, а также сезонного промерзания грунта по данным климатических справочников [28, 47] и результатов собственных исследований [34, 37]. При этом мы не будем касаться проблемы изменений температуры за последние 80 лет, которая будет рассмотрена в разделе 8.

5.1 Температура воздуха

В таблице 5.1 приведена подборка климатических данных по метеостанциям для центральных месяцев сезонов и года [28, 47], 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 5.1.

- $T_{\text{сред.}}$ – средние месячные и годовая температура (хорошо понятный всем термин).
- $T_{\text{ср. мин}}$ – 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).
- $T_{\text{ср. абс. мин}}$ – средняя из абсолютных минимальных для месяца (года) значений температур, характеризующая какие минимальные температуры наблюдаются в среднем каждый год в этом месяце.
- $T_{\text{абс. мин}}$ – абсолютный минимум температуры для месяца (года), отмеченный за весь период наблюдений (хорошо понятный всем термин).
- $T_{\text{ср. макс.}}$ – 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).
- $T_{\text{ср. абс. макс}}$ – средняя из абсолютных максимальных для месяца (года) значений температур, характеризующая какие максимальные температуры наблюдаются в среднем каждый год в этом месяце.
- $T_{\text{абс. макс}}$ – абсолютный максимум температуры для месяца (года), отмеченный за весь период наблюдений (хорошо понятный всем термин).

Чуйская долина. По данным таблицы 5.1 видно, 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 минимальные температуры до -22 °С, а абсолютный минимум, зарегистрированный в Бишкеке, оказался равным -38 °С (декабрь 1930 г.). В то же время в январе ежегодно можно ожидать максимальные дневные температуры до 11 °С, а абсолютный максимум достигал 19 °С. Таковы зимние температурные контрасты! В июле в Бишкеке ночью

$T_{\text{ср. мин}} = 17,2^{\circ}\text{C}$, а днем $T_{\text{ср. макс}} = 31,1^{\circ}\text{C}$. Ежегодно в июле можно ожидать $T_{\text{ср. абс. макс}} = 37^{\circ}\text{C}$, а абсолютный максимум оказался равным 43°C . В результате, предел возможных колебаний температуры в году, т.е. амплитуда абсолютных минимальных и максимальных температур очень велика и равна 81°C . Аналогичные амплитуды января, апреля, июля и октября равны соответственно 51, 35, 47 и 47°C . Это очень высокие значения, свидетельствующие о резко континентальном климате Бишкека.

Таблица 5.1 – Характеристики температуры воздуха по станциям (климатические нормы)

Станция (z, км), расположение	Месяц, год	$T_{\text{сред.}}$	Минимальная			Максимальная			Амплитуда абсолютная
			$T_{\text{ср. мин}}$	$T_{\text{ср. абс. мин}}$	$T_{\text{абс. мин}}$	$T_{\text{ср. макс}}$	$T_{\text{ср. абс. макс}}$	$T_{\text{абс. макс}}$	
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 долины	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

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 также больше, особенно для января и апреля, и составляют: в январе 65°C , апреле 74°C , июле 49°C и октябре 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 в п. 5.2, 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 Бишкеке, 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.

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 немного 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 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 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. 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 [28, 47], и, следовательно, не подвержены (или подвержены в малой степени) влиянию зимних инверсий температуры. По данным этих станций, 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 5.2. Только для *абсолютных минимальных температур* высотная зависимость отсутствует, и для их оценки следует использовать данные станций таблицы 5.1.

Данными таблицы 5.2 рекомендуется пользоваться непосредственно для определения зимних и летних температурных характеристик для северного склона Киргизского хребта.

Таблица 5.2 – Расчетные значения температур воздуха на различных высотах северного склона Киргизского хребта (в последнем столбце дана 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
Средняя из абсолютных 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
Средняя из абсолютных 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

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 км 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.

5.2 Длительность и расчетные температуры отопительного периода

Для решения вопросов отопления жилых и производственных зданий используются 9 расчетных климатических показателей. Прежде всего, это даты начала – τ_n , конца – τ_k , и продолжительность отопительного периода – Δt . 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 $t_{\Delta t}$; 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. Чтобы найти оценки этих 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 в отсутствии пе-

ремешивания при слабых ветрах и затишьях (радиационные инверсии). Вторая причина – это инверсии оседания, развивающиеся в центральных частях зимних антициклонов, когда инверсии, опускаясь, могут достигать нижней части склонов и даже подножий хребтов. Только зная характеристики таких инверсий – частота образования, мощность или толщина слоя инверсии – ΔH (м), величина (интенсивность) или перепад температур в слое с инверсией – ΔT °С – можно решать все остальные вопросы.

Характеристики склоновых инверсий температуры в холодный период года определялись по вертикальному климатическому разрезу, представляющему собой 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), располагающихся меридианально от оси Чуйской долины до пригребневой зоны Киргизского хребта [34].

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 5.3 приведены полученные по данным ВКР характеристики нижних и верхних инверсий для холодного полугодия и по трем его сезонам – осень, зима и весна.

Таблица 5.3 – Число случаев n , повторяемость p (%), мощность ΔH (м) и величина ΔT (°С) нижних и верхних инверсий температуры за 6 лет 1978–1984 гг. [34]

Время суток	Характеристики инверсий температуры							
	n	p (%)	ΔH (м)	ΔT (°С)	n	p (%)	ΔH (м)	ΔT (°С)
<i>Холодный период в целом</i>								
<i>Нижние</i>					<i>Верхние</i>			
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
<i>Осень</i>								
<i>Нижние</i>					<i>Верхние</i>			
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
<i>Зима</i>								
<i>Нижние</i>					<i>Верхние</i>			
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
<i>Весна</i>								
<i>Нижние</i>					<i>Верхние</i>			
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.

Начало-конец и продолжительность отопительного периода. Исследования показали, что в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта зависимости от высоты дат начала (τ_n), конца (τ_k) и продолжительности (Δt , дни) отопительного сезона могут быть выражены статистическими регрессиями:

$$\tau_n = -17,93z + 96,4 \pm 4,0, \quad (5.1)$$

$$\tau_k = 26,90z + 11,9 \pm 2,7, \quad (5.2)$$

$$\Delta t = 47,01z + 125,4 \pm 5,8, \quad (5.3)$$

где высота z дана в км, значение τ_n взято от условной даты 1 августа (условный ноль отсчета); τ_k – от условной даты 1 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 (5.1) и (5.3) 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 1 апреля. Продолжительность отопительного сезона в днях определяется по (5.3) непосредственно. Так, для Бишкека имеем – $\Delta t = 161$ день, а на высотах 3 км Δt составляет 267 дней.

Приведенные цифры имеют характер климатических средних (норм). В отдельные годы они несколько меняются в соответствии с конкретным ходом погод, но возможные корректировки, как правило, составляют не более одной недели. Об этом же говорят и статистические погрешности уравнений, равные 3–6 дням.

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 5.4. Из нее видно, что даже в гребневой зоне Киргизского хребта (высота около 3,5 км) отопительный сезон длится менее года, всего 290 дней. Целых два летних месяца там можно обходиться без отопления. Данными этой таблицы можно пользоваться непосредственно для любых высот в пределах 3,5 км.

Таблица 5.4 – Расчетные значения климатических норм τ_n , τ_k и Δt 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
Δt (дни)	149	173	196	220	243	267	290

Расчетные температуры отопительного периода. 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 необходимо.

Таблица 5.5 – 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	Коэф. корреляции
Средняя температура отопительного периода	$t_{\Delta\tau} = 0,54z - 1,3$	0,5–1,8	
	$t_{\Delta\tau} = -2,25z + 3,8 \pm 0,5$	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

Поэтому приведем в таблице 5.5 полную сводку простых формул для расчета этих температур по значению высоты места z (км). 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):	
$t_{\Delta\tau} = 0,54z - 1,3 = -0,9^{\circ}\text{C}$	$t_x = -8,0 = -8,0^{\circ}\text{C}$
$t_1(0,92) = 8,45z - 33,3 = -26,9^{\circ}\text{C}$	$t_5(0,92) = 8,45z - 30,3 = -23,9^{\circ}\text{C}$
$t_1(0,98) = 8,45z - 34,3 = -27,9^{\circ}\text{C}$	$t_5(0,98) = 9,50z - 33,9 = -26,7^{\circ}\text{C}$
Высота 2,1 км (высота бывшего Альплагеря в долине р. Ала-Арча):	
$t_{\Delta\tau} = -2,25z + 3,8 = -0,9^{\circ}\text{C}$	$t_x = -4,12z - 0,6 = -9,3^{\circ}\text{C}$
$t_1(0,92) = -7,10z - 5,0 = -19,9^{\circ}\text{C}$	$t_1(0,98) = -7,10z - 6,0 = -20,9^{\circ}\text{C}$
$t_5(0,92) = -7,10z - 2,0 = -16,9^{\circ}\text{C}$	$t_5(0,98) = -7,77z - 2,6 = -18,9^{\circ}\text{C}$

Хорошо видно, что, вследствие наличия склоновых инверсий, в Бишкеке все расчетные температуры, за исключением $t_{\Delta\tau} = -0,9^{\circ}\text{C}$, 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 будет продолжаться настоящими темпами, то к 2050 г. расчетные температуры $t_{\Delta\tau}$ 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.

5.3 Промерзание верхнего слоя грунта в зимний период

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 солёности при слабо отрицательных температурах: для суглинков около $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, супесей $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, крупно обломочных пород около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Разность h и f обычно не превышает 20–25 см, но в мало снежных районах может достигать 50–70 см [51].

На северных склонах Киргизского хребта примерно с высоты 2,8–3 км это сезонное промерзание может смыкаться с многолетнемерзлыми слоями грунта (вечная мерзлота). Вечная мерзлота образуется в тех слоях грунта, в которых его среднегодовая температура ниже нуля. Толщина вечной мерзлоты на высотах около 3 км составляет 20–25 м, а на 3,5 км уже доходит до 100–150 м. Вечная мерзлота ежегодно протаивает летом на глубину порядка 1–2 м в зависимости от высоты и других условий.

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 [14], надо закладывать на глубину большую, чем сезонное промерзание f , а на вечномёрзлых грунтах для их закладки следует руководствоваться особыми правилами [51]. Кроме того, тепловые и канализационные сети должны заглубляться ниже глубин нулевой изотермы h .

В строительной климатологии в качестве нормативного значения глубины сезонного промерзания принимается среднее значение из ее годовых максимумов f_1 на оголенной от снега площадке [14]. Метеостанции измеряют глубину промерзания под естественным снежным покровом, поэтому по их данным значения промерзания будут несколько заниженными по сравнению с нормативными, что надо учитывать на практике. Для тепловых сетей и канализации норматив h не определяется [14], поэтому также будем руководствоваться значением h_1 , определяемым как среднее из ее годовых максимумов.

Если значения f_1 и h_1 для Бишкека и Чуйской долины можно найти в климатических справочниках, то для северного склона Киргизского хребта их нет. Причиной является отсутствие здесь наблюдений, которые проводились только в Чуйской долине на высотах до 1,2 км. В то же время несомненно, что знание глубины промерзания грунтов до высот 3 и даже 4 км сейчас представляет большой практический интерес, ввиду интенсивного развития туристической индустрии и зон отдыха.

Поэтому пришлось воспользоваться многолетними данными 50 метеостанций Кыргызстана, которые вели наблюдения за промерзанием грунта, для получения общих для всей его территории высотных зависимостей f_1 и h_1 с последующим их переносом на северный склон Киргизского хребта. Эти общие для Кыргызстана зависимости оказались следующими (коэффициенты корреляции соответственно равны 0,67 и 0,69):

$$f_1 = 45z \pm 34 \quad h_1 = 53,3z + 1 \pm 39, \quad (5.4)$$

где f_1 и h_1 в см; z в 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}):

$$\begin{aligned} f_5 &= 1,09f_1 + 9 \pm 6 & f_{10} &= 1,12f_1 + 19 \pm 10 \\ f_{15} &= 1,13f_1 + 26 \pm 12 & f_{20} &= 1,12f_1 + 33 \pm 15, \end{aligned} \quad (5.5)$$

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

Из этих уравнений следует, что в среднем 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 для северного склона Киргизского хребта нами рекомендуется для повышения надежности получаемых выводов вводить в результаты расчетов со знаком $+$ значения статистических ошибок уравнений.

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 5.6. При этом, в оценки для f_1 и h_1 введены со знаком + статистические погрешности уравнений, равные 34 и 39 см.

Таблица 5.6 – Расчетные значения промерзания грунтов f (см) и глубины нулевой изотермы h_1 (см) на различных высотах по зависимостям (5.4)–(5.5)

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

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

По этим расчетным данным на высотах Бишкека и всей Чуйской долины, вплоть до подножий склонов (1 км), среднее ежегодное максимальное промерзание грунта f_1 не превышает 55–80 см. Для оценки качества результатов таблицы 5.6 приведем имеющиеся фактические значения f_1 и $f_{\text{макс}}$ (см) по данным метеостанций, подтверждающие возможность ее использования в пределах высот Чуйской долины:

Станция (z, км)	f_1	$f_{\text{макс}}$	Станция (z, 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

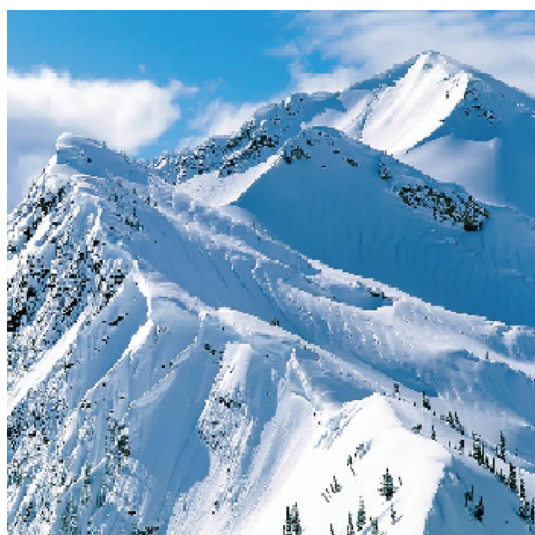
Аналогично, приведем фактические значения f_1 и $f_{\text{макс}}$ (см) по станциям, расположенным на высотах более 2 км и имеющих различные климатические условия, которые также подтверждают применимость оценочных данных таблицы 5.6:

Станция (z, км)	f_1	$f_{\text{макс}}$	Станция (z, 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 из данных таблицы 5.6, на склонах Киргизского хребта значения f_1 линейно увеличиваются с высотой места от 80 см в зоне подножий 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.

Данными таблицы рекомендуется пользоваться непосредственно, как достаточно надежными, для решения различных строительных задач.

Для высокогорных станций Тянь-Шань (3,61 км, Кумторские сырты) и Чатыр-Куль (3,51 км, Чатыр-Кульская котловина) были определены глубины протаивания вечной мерзлоты летом. 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 высот гребневой зоны северного склона Киргизского хребта.



6

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Атмосферные осадки, наряду с температурой воздуха, являются одним из основных характеристик климата. Летом они выпадают в виде дождя (жидкие осадки), а в переходные сезоны и зимой в виде снега (твердые осадки) или смеси дождя со снегом (смешанные осадки). В зимний период происходит образование снежного покрова, который стаивает весной, а в горах в начале лета. В настоящем разделе рассматриваются вопросы количества выпадающих атмосферных осадков в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта (параллельно с испаряемостью, что позволяет оценить степень увлажненности климата различных зон), залегание снежного покрова, метелей, а также максимальных в году водозапасах снега и снеговых нагрузок на сооружения.

6.1 Атмосферные осадки и степень увлажненности климата

Выпадающие осадки частично испаряются земной поверхностью и растительным покровом, частично просачиваются в почву, где идут на формирование стока рек и пополнение грунтовых вод. Максимально возможное испарение, которое наблюдалось бы при температурных условиях данной местности при неограниченных запасах влаги, называется испаряемостью. Отношение годовой суммы осадков R (мм) к годовой испаряемости E (мм) характеризует влагообеспеченность местного климата. Считается, что если коэффициент $K = R/E$ находится в пределах от 0,8 до 1,2, то увлажнение является оптимальным – осадки и испаряемость различаются в пределах 20 %. Если $K > 1,2$, то климат страдает избыточным увлажнением и является влажным или гумидным. Наконец, при $K < 0,8$ увлажнение недостаточное и климат является засушливым или сухим.

По этому показателю климат Бишкека и Чуйской долины является засушливым, а нижней и средней части северного склона Киргизского хребта – недостаточно увлажненным. Оптимальным по увлажнению он становится только с высокогорной зоны.

Так как осадки очень изменчивы по территории, то приведем для них достаточно полные данные по метеорологическим станциям и гидрологическим постам, расположенным на оси и в подгорной зоне Чуйской долины (таблица 6.1). Правда, следует помнить, что они относятся к разным периодам наблюдений, которым соответствуют два климатических справочника [28, 47]. По северному склону Киргизского хребта ограничимся только данными метеостанций, дополнив их позже обобщенной высотной зависимостью по работе [27].

Из данных таблицы 6.1 хорошо видно, что при смещении по оси Чуйской долины с СЗ на ЮВ, т.е. вдоль р. Чу, от самых ее малых высот (пост Камышановка, 0,56 км) до устья Боомского ущелья (пост Бурулдайский мост, 1,19 км), годовые суммы осадков находятся в пределах 350–450 мм. На всех станциях и постах в сезонном ходе явно преобладают весенние осадки, которые составляют 38–45 %. Меньше всего их выпадает зимой (в среднем по всем станциям 18 %) и летом (в среднем 19 %), осенью их также мало – в среднем 22 %.

В подгорной равнине, где расположен Бишкек, суммы осадков примерно такие же или немногим больше и находятся в пределах 398–431 мм. В сезонном ходе также преобладают весенние осадки, которые, как и на оси долины, составляют 38–45 %. Зимние, летние и осенние осадки одинаково малы и соответственно равны 17–19 %, 17–21 % и 19–23 % от годовой суммы.

Таблица 6.1 – Годовая и сезонные суммы осадков (мм) и по сезонам в процентах от года по данным метеостанций и гидрологических постов [28, 46]

Станция (z, км)	Осадки по сезонам, мм				Год	Осадки по сезонам, %			
	З	В	Л	О		З	В	Л	О
Ось Чуйской долины (станции расположены с СЗ на ЮВ)									
Камышановка (0,56)	70	131	63	84	348	20	38	18	24
Чуйская (0,60)	71	133	57	85	346	21	38	16	25
Молдавановка (0,64)	70	140	52	85	347	20	40	15	25
Чу-Милянфан (0,66)	72	155	66	89	382	19	41	17	23
Токмак (0,82)	73	188	80	85	426	17	44	19	20
Бурулдайский мост (1,19)	45	169	100	61	375	12	45	27	16
Подгорная равнина (станции расположены с запада на восток)									
Кенаф (0,69)	73	152	84	89	398	18	38	21	23
Калининское (0,77)	74	183	72	90	419	18	44	17	21
Беловодск (0,73)	77	188	74	92	431	18	44	17	21
Бишкек (0,76)	77	184	72	89	422	18	44	17	21
Фрунзе АМСГ (0,72)	70	177	73	86	406	17	44	18	21
Кант (0,74)	79	186	72	81	418	19	45	17	19
Подножье и северный склон Киргизского хребта									
Юрьевка (1,03)	76	216	108	99	499	15	43	22	20
Чон-Арык (1,11)	93	288	111	124	616	15	47	18	20
Байтык (1,58)	62	222	160	94	538	12	41	30	17
Ала-Арча (2,95)	42	204	266	134	646	7	31	41	21
Тюя-Ашу сев. (3,09)	102	232	223	161	718	14	32	31	23

Более полная картина годового хода осадков по Бишкеку выглядит следующим образом:

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
R, мм	23	27	48	72	64	39	20	13	16	36	37	27	422
R, %	4,5	6,4	11,4	17,1	15,2	9,2	4,7	3,1	3,8	8,5	8,8	6,4	100

Видно, что меньше всего осадков в Бишкеке выпадает в августе и сентябре – 13 мм (3,1 %) и 16 мм (3,8 %), а больше всего в апреле и мае – соответственно 72 мм (17,1 %) и 64 мм (15,2 %). В остальные месяцы они составляют 4,5–8,8 % от годовой суммы.

Согласно работе [27], для Бишкека оценочное значение годовой испаряемости $E = 1355$ мм. Это значит, что для него коэффициент увлажнения $K = 0,31$. Примерно таким же K остается и для всей Чуйской долины, характеризуя сильную степень засушливости ее климата, соответствующую условиям сухой степи. Чтобы по увлажнению климат Бишкека был оптимальным ($K=1$), необходимо увеличение осадков на 933 мм, или в 3,2 раза ($1355 \text{ мм}/422 \text{ мм} = 3,21$).

Начиная с зоны подножий Киргизского хребта, осадки увеличиваются, а испаряемость уменьшается вследствие понижения температуры воздуха. В результате, коэффициент увлажнения K растет и с определенной высоты климатические условия по увлажненности становятся оптимальными. Но это происходит только начиная с высокогорной зоны. Так, на низкогорной МС Байтык (1,58 км), $R = 538$ мм, $E=1173$ мм и $K = 0,46$. Только на высокогорной Тюя-Ашу сев. (3,09 км) $R = 718$ мм, $E=712$ мм и $K = 1,01$, что соответствует зоне оптимального увлажнения.

В работе В.А. Кузьмиченка [27] приводится карта осадков Кыргызстана, полученная им в высокогорной зоне с учетом данных о режиме ледников. Используя эти результаты [27], можно построить усредненные высотные зависимости для годовых сумм

осадков и испаряемости (а затем вычислить коэффициент увлажнения К) для северного склона Киргизского хребта, включая Чуйскую долину. Для меридиана Бишкека такие зависимости, найденные нами по методу наименьших квадратов, имеют вид (z, км):

$$R = 89,143z + 258,3 \quad (6.1)$$

$$E = -232,56z + 1543,1. \quad (6.2)$$

Рассчитанные по (6.1) и (6.2) годовые суммы осадков R, испаряемости E и коэффициента увлажнения К на различных высотах, вплоть до 4 км, равны:

z, км	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
R, мм	380	458	536	614	692	769	847	925
E, мм	1427	1311	1194	1078	962	845	729	613
К	0,27	0,35	0,45	0,57	0,72	0,91	1,16	1,51

Эти данные могут быть использованы в качестве оценочных для решения различных практических задач. Они достаточно хорошо соответствуют имеющимся данным станций и постов, дополняя их на больших высотах, где станции отсутствуют.

Полученные высотные зависимости для R, E и К линейны. Из них следует, что в пределах высот Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта от 0,5 до 4 км, осадки увеличиваются от 380 до 925 мм, испаряемость, напротив, снижается от 1427 до 613 мм, так что коэффициент увлажнения растет с высотой от 0,25 (засушливый климат сухих степей в подгорной равнине) до 1,16–1,51 в нивальной зоне на высотах более 3,5 км, что соответствует гумидному климату. Если исходить из критерия оптимальности увлажнения при К = 0,8, то такие условия возникают на северном склоне Киргизского хребта только с высоты 2,9 км. Степень увлажненности климата северного склона Киргизского хребта увеличивается также при смещении с запада на восток.

6.2 Снежный покров. Метели

Снежный покров. Зимой снег в Чуйской долине является естественным покровом земной поверхности, особенно на склонах Киргизского хребта. Первые выпадения снега осенью, как и последние весной, когда он уже сошел, очень неустойчивы. Снег в этих случаях быстро тает, не создавая устойчивого снежного покрова. Даты таких выпадений снега служат не показателями периода его зимнего залегания, а только датами возможных ранних и поздних выпадений, поэтому будем называть их датами появления и схода снежного покрова. В климатологии используется специальное понятие *устойчивого снежного покрова*, под которым понимается покров, который лежит постоянно в течение не менее 30 дней с возможными кратковременными перерывами не более трех дней подряд.

Снежный покров играет существенную климатическую, гидрологическую, рекреационную и хозяйственную роль во всей нашей жизни. Его режим в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта в значительной мере зависит от высоты места.

В таблице 6.2 приведены даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова, а так же средние даты его раннего и позднего появлений и схода по данным разновысотных метеостанций Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта.

Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова. Как видно, в Бишкеке *устойчивый снежный покров* в среднем образуется 16 декабря и разрушается 17 февраля, залегая в течение двух месяцев. Однако в отдельные годы он может возникать значительно раньше (на целый месяц), а разрушаться значительно позже (также на месяц) – соответственно 17 ноября и 19 марта, так что общий период, в пределах которого возможно его залегание, составляет почти 4 месяца. Но это, как правило, именно только

общий период, в пределах которого он может наблюдаться в различные зимы, а не сама продолжительность залегания устойчивого снежного покрова.

В северной нижней части Чуйской долины (МС Чуйская, 0,60 км) устойчивый снежный покров в среднем устанавливается не позже, как это можно было ожидать, а примерно на две недели раньше – 2 декабря, разрушается он также на две недели позже – 2 марта. Причина уже неоднократно называлась – это сток холодного воздуха в самую нижнюю часть долины, его застаивание и дополнительное радиационное выхолаживание.

Таблица 6.2 – Даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова, а также появления и схода снежного покрова по данным метеостанций [28, 46]

Станция (z, км)	Устойчивый снежный покров						Снежный покров	
	Даты образования			Даты разрушения			Средние даты	
	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя	появления	схода
Чуйская (0,60)	02.12	29.10		02.03		25.03	05.11	26.03
Бишкек (0,76)	16.12	17.11		17.02		19.03	02.11	24.03
Токмак (0,82)	14.12	11.11		05.02		06.03	01.11	01.04
Арасан (1.80)	03.12	02.11		02.02		20.03	22.10	18.04
Чон-Арык (1,11)	12.12	11.11		25.02		03.04	25.10	08.04
Байтык (1,58)	29.11	30.10	19.01	16.03	12.12	09.04	20.10	18.04
Тюя-Ашу сев. (3,09)	22.10	02.10	29.12	25.04	10.02	05.06	13.09	08.06

В восточной части долины (МС Токмак, 0,82 км) устойчивый снежный покров, как и в Бишкеке, образуется в среднем 14 декабря, но разрушается он на 12 дней раньше – 05 февраля. Здесь причина другая – ускоренное разрушение происходит за счет восточных фоновых ветров, повышающими при своем развитии температуру воздуха на 2–10 °С [7].

На северном склоне Киргизского хребта с увеличением высоты места даты образования устойчивого снежного покрова закономерно смещаются на все более ранние сроки, а даты разрушения – на все более поздние. Так, на высокогорной станции Тюя-Ашу сев. (3,09 км) средняя дата его образования приходится на 22 октября, а разрушения – на 25 апреля, так что он сохраняется в среднем уже 5 месяцев. Однако самая ранняя дата образования здесь сдвинута на 2 октября, а самая поздняя дата разрушения – на 5 июня, так что общий возможный период, внутри которого возможно, как правило, его более короткое сохранение, составляет около 8 месяцев.

Даты появления и схода снежного покрова. Если рассмотреть средние даты ранних выпадений снега в Бишкеке, то его появление возможно на полтора месяца раньше даты устойчивого образования – в среднем это происходит 2 ноября, а даты позднего схода соответствуют 24 марта. При этом, во всей Чуйской долине все эти даты достаточно близки друг другу. Это неудивительно, так как речь идет не об устойчивом залегании снега, а его кратковременном появлении, возникающем при развитии общих для долины типов погодно-циркуляционных условий.

С высотой на склонах Киргизского хребта средние даты появления и схода снежного покрова, как и даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова, закономерно раздвигаются, расширяя общий период, в пределах которого возможны ранние появления и поздний сход снега. Так, на Тюя-Ашу сев. (3,09 км) средняя дата раннего появления снега приходится на 13 сентября, а позднего схода на 8 июня, так что общий

период, в котором в среднем не наблюдается выпадений снега, немного превышает два месяца.

Высота снежного покрова по данным снегомерных реек на метеоплощадках. Территориальное распределение высот снежного покрова в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта по данным снегомерных реек, установленных на метеоплощадках, представлено в таблице 6.3. В ней для холодного полугодия приведены самые высокие средние декадные значения высот снега $h_{\text{ср. дек}}$ (трех декад каждого месяца). В трех последних столбцах даны максимальные из наибольших – $h_{\text{макс}}$, средние из наибольших – $h_{\text{ср. наиб}}$ и минимальные из наибольших – $h_{\text{мин}}$ за зиму декадных высот. Набор этих характеристик дает достаточно полную картину о мощности снежного покрова в различных частях Чуйской долины.

Таблица 6.3 – Средние декадные высоты снежного покрова по месяцам холодного полугодия [28, 47]

Станция, (z, км)	Месяц холодного полугодия ($h_{\text{ср. дек}}$)							Наибольшая за зиму		
	10	11	12	01	02	03	04	$h_{\text{ср. наиб}}$	$h_{\text{макс}}$	$h_{\text{мин}}$
Чуйская (0,60)		4	10	14	15	7		20	35	5
Константиновская (0,65)		2	6	8	9	3		14	37	2
Токмак (0,82)		3	6	7	5	2		12	28	3
Кант (0,74)		4	8	10	10	3		19	35	5
Бишкек (0,76)		3	7	9	8	3		13	29	3
Беловодск (0,73)		4	8	10	10	5		15	38	6
Калининское (0,77)		3	6	8	8	4		12	22	6
Чон-Арык (1,11)		5	9	14	15	9	1	19	39	5
Юрьевка (1,03)		5	11	14	16	9		20	34	12
Байтык (1,58)	1	6	13	19	22	20	2	27	54	2
Норус (1,61)	1		10	18	29	23	3	34	48	14
Арасан (1,80)	2	5	10	12	13	11	1	16	20	8
Альплагерь (2,10)		12	15	20	23	23	8	32	59	12
Тюя-Ашу сев. (3,09)	11	16	18	21	22	35	35	43	133	7

Так, в Бишкеке средние декадные высоты $h_{\text{ср. дек}}$ в зимние месяцы не превышают 7–9 см. Однако максимальная декадная высота значительно больше, $h_{\text{макс}} = 29$ см при ее среднем значении $h_{\text{ср. наиб}} = 13$ см. В северной осевой части долины, как исследовало ожидать, высота снега несколько больше – МС Чуйская: $h_{\text{ср. дек}} = 10$ –15 см, $h_{\text{макс}} = 35$ см, а $h_{\text{ср. наиб}} = 20$ см. Напротив, в восточной части долины высота снега несколько меньше – МС Токмак: $h_{\text{ср. дек}} = 5$ –7 см, $h_{\text{макс}} = 28$ см, а $h_{\text{ср. наиб}} = 12$ см. В западной части долины (МС Беловодск, МС Калининское) высоты снега примерно такие же, как в Бишкеке.

С увеличением высоты на северном склоне Киргизского хребта мощность снежного покрова растет. Так, если в зоне подножья на МС Чон-Арык (1,11 км) средние декадные высоты снега $h_{\text{ср. дек}} = 9$ –15 см, а максимальные $h_{\text{макс}} = 39$ см, т.е. лишь немногим больше, чем в Бишкеке, то в высокогорной зоне, на МС Тюя-Ашу сев. (3,09 км), $h_{\text{ср. дек}}$ достигает уже 35 см, а $h_{\text{макс}} = 133$ см.

Высотные зависимости дат образования, разрушения и максимальной высоты устойчивого снежного покрова. Приведенные выше результаты могут быть существенно уточнены и расширены за счет анализа уникальных данных наблюдений Кыргызгидромета, полученных для центральной и восточной частей Киргизского хребта. Это данные маршрутных снегосъемок в районах расположения метеостанций и гидроло-

гических постов, специальных снегопунктов, выбиравшихся в верховьях рек, и вертолетных облетов авиареек, установленных заранее в недоступной зимой высокогорной зоне (см. подразд. 6.3). По ним были найдены усредненные высотные зависимости дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова, а так же его максимальных за год высот, возникающих в конце зимы – начале весны. Эти данные через каждые 0,5 км высоты приведены в таблице 6.4.

Таблица 6.4 – Средние даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова и его максимальная высота h на конец зимы в центральной (бассейны рек Карабалта–Аламедин) и в восточной областях Киргизского хребта по данным снегоъемок [37]

Характеристика	Центральная часть хребта – высота, км					Восточная часть хребта – высота, км				
	1	1,5	2	3	3,5	1	1,5	2	3	3,5
Образование	12.12	01.12	16.11	27.10	29.09	12.12	08.12	01.12	24.10	20.09
Разрушение	18.02	02.03	14.03	28.04	30.05	18.02	03.03	14.03	01.05	25.06
Число дней	68	91	118	183	243	68	85	103	189	278
h макс, см	25	26	48	84	115	15	20	25	75	154

Наглядно видно, что на высоте подножья хребта (1 км), в его центральной и восточной частях, среднее число дней с устойчивым снежным покровом одинаково и равно 68. Выше число дней увеличивается, составляя на высотах 2 и 3 км соответственно 103–118 и 183–189 дней. Различия между данными центральной и восточной частей хребта на этих высотах, равные 15 и 6 дням, вполне могут быть объяснимы естественным различием в расположении пунктов наблюдений. Однако на высоте 3,5 км, в гребневой зоне хребта, в восточной части длительность периода залегания (278 дней) устойчивого снежного покрова получена уже на 35 дней больше, чем в центральной части (243 дня).

Примерно аналогичная картина наблюдается с высотной зависимостью максимальной мощности снежного покрова h , возникшей к концу зимы. В зоне подножья хребта (1 км) значение h составляет 25 см в его центральной части и 15 см в восточной части, что объясняется влиянием уже упоминавшегося фенового эффекта. До уровня 2 км это положение сохраняется: $h=48$ см в центральной части и $h=25$ см в восточной части. Но выше 2 км увеличение h с высотой происходит значительно быстрее в восточной хребта, чем в центральной, так что к 3,5 км уже имеем $h=154$ см для восточной части и только $h=115$ см для центральной части.

Все это, несомненно, свидетельствует как о сложности, так и о различии в режимах осадков в зимнее время в центральной и восточной частях хребта.

Метели. Метелью называется явление переноса снега над земной поверхностью, происходящее под действием ветра. Различают *общую метель*, которая сопровождается выпадением снега из облаков, и *низовую метель*, когда происходит только сдув и перенос ранее выпавшего снега с его подъемом под действием ветра до высоты всего нескольких метров. Метель является опасным метеорологическим явлением для всех видов хозяйственной деятельности, зимнего отдыха и спорта, вызывая заносы, снежные обвалы и опасность гибели людей и животных. Особенно опасна метель при низких температурах и сильных ветрах для людей и животных, находящихся на открытом воздухе, так как сочетание отрицательных температур, повышенных скоростей ветра и одновременное выпадение или перенос снега во всех случаях создают очень тяжелую ситуацию.

В Чуйской долине метели редкое явление и их характеристики примерно одинаковы во всех частях ее днища (таблица 6.5). Так, в Бишкеке среднее число дней с метелью

в году составляет всего 1 день, а максимальное достигает 6 дней в году. Метели в Бишкеке отмечаются с ноября по апрель, но повторяемость их в отдельные месяцы мала: 0,07 (ноябрь) – 0,3 (декабрь–январь) дня в месяц. Суммарная длительность метелей в году (метелечасы) очень мала и в среднем составляет в году всего 3 ч, а в отдельные месяцы она колеблется в пределах всего 0,2–0,7 ч. Метели, таким образом, имеют здесь кратковременный характер и наблюдаются почти исключительно в короткие периоды прохождения атмосферных фронтов.

Иное дело метели на северном склоне Киргизского хребта. Здесь их характеристики увеличиваются с высотой места и могут принимать значения во много раз большие. Особенно это относится к его гребневой зоне и открытым, хотя и более низким, боковым водоразделам. Так, на МС Тюя-Ашу сев. (3,09 км) среднее в году число дней с метелью равно 46, а максимальное – 124. Метели могут наблюдаться здесь с сентября по июнь, имея среднее число дней по месяцам от 0,07 (июнь) до 4–8 (октябрь–апрель), а максимальные до 14–23 (октябрь–апрель). Их суммарная длительность составляет в среднем в году 689 ч, а в отдельные месяцы она колеблется от 63–69 ч (апрель и октябрь) до 98–136 ч (ноябрь–март).

Таблица 6.5 – Среднее (первая строчка), наибольшее (вторая строчка) число дней с метелью и средняя суммарная продолжительность метелей (час, третья строчка) по месяцам и за год в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта [28, 46]

Станция (z, км)	Месяц года										Год
	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	
Чуйская (0,60)			0,07	0,4	0,4	0,4	0,3				2
			1	2	2	3	2				8
Бишкек (0,76)			0,07	0,3	0,3	0,2	0,1	0,07			1
			1	3	4	2	2	1			6
			0,4	0,7	0,6	0,3	0,3	0,2			3
Токмак (0,82)			0,03	0,3	0,2	0,2	0,1	0,03			0,9
			1	2	2	2	1	1			4
Чон-Арык (1,11)			0,02	0,05	0,04						0,1
			1	2	1						2
			0,01	0,07	0,05						0,1
Байтык (1,58)			0,12	0,2	0,2	0,2	0,1	0,07			0,9
			1	2	2	2	1	1			3
			0,3	0,2	0,5	0,7	0,1	0,05			2
Ала-Арча (2,95) *	0,7	3	5	3	2	3	5	2	2		26
Тюя-Ашу сев. (3,09)	0,4	5	6	8	7	7	8	4	0,5	0,07	46
	3	19	16	18	23	22	23	14	3	2	124
	3	69	123	98	86	103	136	63	7	1	689

*Примечание: ориентировочные данные, короткий период наблюдений, 1958–1965 гг.

Таким образом, в высокогорной зоне на открытых склонах, где наблюдаются повышенные и высокие скорости ветра, метели весьма частое и по настоящему опасное метеорологическое явление, что надо обязательно учитывать при планировании любой деятельности на открытом воздухе. В узких склоновых долинах и ущельях метели гораздо менее опасны, чем на водоразделах, за счет сопровождения их более низкими скоростями ветра.

6.3 Снеговые нагрузки и максимальный водозапас снежного покрова

Снежный покров, накопившийся за зиму на склоне Киргизского хребта, образует в конце зимы или начале весны его максимальный годовой водозапас S (кг/м²), который равен массе снега, приходящейся на 1 м² горизонтальной поверхности. При этом, значение S в кг/м² численно равно слою воды в мм, содержащейся в снежном покрове. Именно это количество воды при весенне-летнем таянии снега будет в значительной мере формировать речной сток в этот период года, наполнять подгорные водохранилища и может быть использовано для полива.

Это максимальное за год значение S определяет и предельные в году снеговые нагрузки на покрытия сооружений, учет которых регламентируется при проектировании Строительными нормами и правилами. Согласно СНиП [50], нормативная снеговая нагрузка S_0 определяется как среднее из годовых максимумов веса снежного покрова, найденного по результатам снегосъемок за период не менее 10 лет.

Для надежного определения максимальных годовых водозапасов S на склонах гор снегосъемки проводились не только в окрестностях расположения метеостанций и гидрологических постов, но и в верховьях многих рек на специально установленных экспедиционных маршрутах, в закрепленных их точках, называемых снегопунктами. Кроме того, в недоступных зимой местах, с возможным большим снегонакоплением, в летний период заранее устанавливалась сеть авиареек, а зимой делался их вертолетный облет с фотосъемкой для оценки высоты снежного покрова и последующего расчета водозаписа. При всех видах снегосъемок во многих точках измеряется высота снега h , его масса (водозапас) S , по которым вычисляется также плотность снега ρ (г/см³).

Таким образом, одни и те же данные снегосъемок используются как для оценок максимальных в году водозапасов снежного покрова, которые необходимы для различных ирригационных и гидрологических расчетов стока рек в период весенне-летнего половодья, так и для расчета снеговых нагрузок на сооружения.

В СНиП [50] приведена мелкомасштабная карта снегового районирования бывшего СССР, на которой территория Кыргызстана отнесена к неизученным горным районам. На карте выделено 6 снеговых районов, которым соответствуют следующие значения S_0 кг/м² (мм слоя воды): 1 ср – 50, 2 ср – 70, 3 ср – 100, 4 ср – 150, 5 ср – 200, 6 ср – 250.

Проведенные исследования показали [37], что на территории Кыргызстана снеговых районов надо выделить не 6, а 15, причем для северного склона Киргизского хребта – 10 районов с максимальным нормативным значением $S_0 = 600$ кг/м². Материалом для исследований послужили следующие многолетние данные наблюдений Кыргызгидромета: 1) результаты 38-летних измерений водозаписа на 198 метеостанциях и постах при маршрутных снегосъемках вблизи их метеоплощадок, 2) данные по 393 экспедиционным снегопунктам, располагавшимся в 16 бассейнах рек (высоты 1,1–4,05 км), 3) данные по 564 авиарейкам, установленным в труднодоступных зимой районах в 29 бассейнах рек (высоты 1,88–4,25 км). Этот уникальный материал позволил получить [37] достоверные результаты о максимальных водозаписах (средних из годовых максимумов) снежного покрова и нормативных снеговых нагрузках S_0 на северном склоне Киргизского хребта и в Кыргызстане в целом.

В таблице 6.6 приведены найденные высотные границы для десяти снеговых районов, выделенных на северном склоне Киргизского хребта. При этом градации первых 6 районов совпадают с приведенными выше градациями СНиП [50]. Начиная с 7 района они соответствуют 300, 400, 500 и 600 кг/м² (или 300, 400, 500 и 600 мм слоя воды).

Высотную зависимость S_0 для северного склона Киргизского хребта, включая Чуйскую долину, можно хорошо выразить экспонентой (z , км):

$$S_0 = 11,573 e^{1,063Z}. \quad (6.1)$$

Практическое применение зависимости (6.1) возможно в пределах высот использованных исходных данных снегосъемок, т.е. от 0,5 до 4 км. Расчеты для этих предельных высот дают следующие значения снеговой нагрузки (водозапаса): S_0 (0,5 км) = 20 кг/м² (мм) и S_0 (4 км) = 814 кг/м² (мм). Так сильно увеличивается с высотой максимальное снегонакопление к концу зимы – началу весны на северном склоне Киргизского хребта.

Таблица 6.6 – Высотные границы нормативных снеговых районов для северного склона Киргизского хребта (градации 1–6 снеговых районов взяты по [49])

Снеговой район	S_0 , кг/м ² (мм)	Высотная граница, м	Снеговой район	S_0 , кг/м ² (мм)	Высотная граница, м
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

Как видно из данных таблицы 6.6, все днище Чуйской долины, включая Бишкек и зону подножий вплоть до высот 1300 м, относится к первому снеговому району с нормативным значением $S_0 = 50$ кг/м² (мм). С увеличением высоты места S_0 быстро растет, достигая на высотах около 2,5 км значений 150 кг/м², а в гребневой зоне на высотах 3,6 км значений 600 кг/м²(мм) и более. Это очень высокий уровень снеговых нагрузок и средних годовых максимумов водозапаса, не наблюдаемый, например, даже в равнинных областях таких многоснежных районов как Сахалин и Камчатка [50].

Данными этой таблицы можно пользоваться непосредственно для решения многих практических задач. Они необходимы, например, для учета снеговых нагрузок при строительстве кемпингов, лыжных баз, различных зон отдыха и рекреации на северном склоне Киргизского хребта. Кроме того, они весьма полезны для оценки его заснеженности как с точки зрения оказания «снежных» рекреационных услуг, так и различного рода ирригационных и гидрологических расчетов.

Высотные зависимости, описываемые формулой (6.1), и данные таблицы 6.6 соответствуют гипотетическому пространственно равномерному, т.е. усредненному распределению снежного покрова по склону. Они не учитывают всю возможную мозаику микрорельефных особенностей различных его участков, а также надувы и сдувы снега. Не учитывается и отсутствие снежного покрова на очень крутых участках склонов, имеющих характер обрывов, где снег просто не удерживается. Все это пока находится за пределами научных возможностей. В то же время, высотные зависимости реально отражают распределение снежного покрова на спокойных в рельефном отношении участках склонов, представленных относительно ровными их наклонными поверхностями и тальвегами бассейнов рек, т.е. там, где знание S_0 , прежде всего, необходимо для практики.

Для плотности слежавшегося к концу зимы снега в Среднеазиатском НИИ гидрометеорологии [37] была получена полезная для практики зависимость его плотности ρ (г/см³) от высоты снега h (см):

$$\rho = 0,075 h^{0,30} + 0,032. \quad (6.2)$$

Используя (6.2), можно получить для слежавшегося к концу зимы снега зависимость S_0 (кг/м²) от h (см):

$$S_0 = 0,75 h^{1,30} + 0,32 h. \quad (6.3)$$

Так, например, если измеренная в конце зимы высота слежавшегося снега $h = 95$ см, то оценка по (6.3) значения $S_0 = 310$ кг/м².

Чтобы расширить возможности применения данных таблицы 6.6, были найдены соотношения между нормативными S_0 и вероятными 1 раз в 5, 10 и 20 лет значениями S . Оказалось, что для ССЗК и северного склона Киргизского хребта они имеют вид:

$$\begin{aligned} S_5 &= 1,30 S_0 + 7 \pm 7, \\ S_{10} &= 1,64 S_0 + 12 \pm 11, \\ S_{20} &= 1,91 S_0 + 20 \pm 16, \end{aligned} \tag{6.4}$$

где последние слагаемые со знаком \pm есть стандартные ошибки уравнений, мм.

Пользоваться уравнениями (6.4) очень просто. Например, для Бишкека и зоны высот до 1300 м, средний из годовых максимумов снеговых нагрузок по таблице 6.6, т.е. $S_0 = 50$ кг/м² (мм). Тогда по формулам (6.4) будем иметь следующие значения S , вероятные 1 раз в 5, 10 и 20 лет: $S_5 = 72$, $S_{10} = 94$ и $S_{20} = 117$ кг/м².

Такие расчеты позволяют решать задачи учета максимальных зимних снегонакоплений в пределах их возможных значений, вероятных 1 раз в 20 лет.



7

**ВЛАЖНОСТЬ
ВОЗДУХА,
ПАТОГЕННОСТЬ
КЛИМАТИЧЕСКИХ
УСЛОВИЙ
И ЗАГРЯЗНЕНИЕ
АТМОСФЕРЫ**

В этом разделе рассматриваются три тематически близких вопроса – режим влажности воздуха, патогенность погодно-климатических условий, т.е. степени их раздражающего или болезненного воздействия на организм человека и загрязнение атмосферы городов Чуйской долины пылевыми и антропогенными выбросами. Только по первому вопросу имеются необходимые данные в климатических справочниках [28, 47], тогда как материалы по второму и третьему получены как результат собственных специальных исследований. Ответы на поставленные вопросы в значительной мере (хотя и не полностью) освещают комфортность климата для проживания человека с позиций медицинской климатологии.

7.1 Влажность воздуха

Влажность в воздухе создается водяным паром – невидимым без цвета и запаха водяным газом. Для характеристики влажности используется около десяти различных показателей. Рассмотрим для Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта режим только двух основных из них: 1) парциального давления водяного пара – e (гПа), равного доли создаваемого им давления в общем давлении воздуха; 2) относительной влажности – f (%) как показателя степени насыщения воздуха паром по отношению к максимально возможному, равному 100 %. Дело в том, что при каждой температуре воздух имеет свою предельную максимальную влагоемкость E , называемую насыщающим давлением водяного пара, так, что $f(\%) = e/E \cdot 100$ %. Поэтому характеристика e является абсолютным показателем влажности, а f – относительным. Их одновременное знание позволяет легко по простым формулам метеорологи найти и все остальные характеристики влажности воздуха, если это потребует читателю.

Оптимальной для самочувствия человека является влажность воздуха в пределах 40–60 %. Влажность ниже 30 % создает сухость воздуха. Высокая влажность, более 80 %, при температурах 28 °C и выше вызывает явление духоты, плохо переносимое человеком, особенно пожилыми и больными людьми.

При температурах около нуля и слабо отрицательных (до –10 °C) максимальная влагоемкость воздуха еще достаточно велика, $E=2,86$ гПа при –10 °C и $E=6,11$ гПа при 0 °C. Поэтому фактическая абсолютная влажность e также может быть достаточно большой, принимая значения в названных пределах. В этих ситуациях высокая относительная влажность $f \geq 80$ % обуславливает промозглые погоды, вызывая при длительном проживании в таких условиях ревматические заболевания или их обострения.

При низких и очень низких температурах возможная предельная влагоемкость воздуха мала, $E=0,51$ гПа при –30 °C и $E=0,19$ гПа при –40 °C. Поэтому его абсолютное фактическое влагосодержание e также не может быть большим. В результате, очень холодный воздух при температурах –30 °C и ниже *всегда и везде* (т.е. и в Бишкеке и в Сибири) воспринимается человеком как сухой даже, если даже f близка к 100 %.

Таким образом, *низкая относительная влажность* воздуха летом при высоких температурах (как следствие общей сухости климата Бишкека и Чуйской долины) есть все-таки благо, позволяющее более легко их переносить. Точно также *низкая абсолютная*

влажность, всегда наблюдаемая при морозах (где бы они не возникали), есть аналогичное благо, также позволяющее более легко их переносить. Поэтому бытующее среди населения мнение, что в Сибири морозы переносятся легко, а у нас в Бишкеке тяжелее, неверно. Морозы $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже везде переносятся одинаково (если только нет ветра), но мы к ним не привыкли, как сибиряки, и воспринимаем более тяжело. Одновременно, в Чуйской долине в холодный период года могут наблюдаться промозглые погоды при температурах от нуля до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (такие температуры в Сибири, как правило, зимой наблюдаются редко), когда имеет место достаточно высокая абсолютная влажность, действие которой сказывается отрицательно. Совместно с первым чисто психологическим фактором это и приводит к упомянутому обманчивому восприятию худшей переносимости здесь морозных погод.

В таблице 7.1 приведены климатические нормы парциального давления пара e (гПа) для Бишкека и четырех разновысотным метеостанциям Чуйской долины (МС Шабдан расположена в Чон-Кеминской долине), а также северного склона Киргизского хребта для центральных месяцев сезонов и года, и найденные по ним уравнения ее высотных зависимостей (коэффициенты корреляции для регрессий равны 0,97 и выше).

Таблица 7.1 – Средние значения e (гПа) по метеостанциям и уравнения высотных регрессий e для Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта [28, 46]

Станция (z , км)	Центральные месяцы сезонов				Год	Высотная регрессия
	1	4	7	10		
Бишкек (0,76)	3,3	8,3	12,9	6,8	7,5	$e_1 = -0,72z + 3,62$
Шабдан (1,53)	2,3	6,5	11,4	5,3	6,3	$e_4 = -2,00z + 9,73$
Чон-Арык (1,11)	2,8	7,6	12,1	6,0	7,0	$e_7 = -2,60z + 14,43$
Байтык (1,58)	2,4	6,5	10,5	5,2	6,1	$e_{10} = -1,44z + 7,65$
Тюя-Ашу сев. (3,09)	1,5	3,6	7,3	3,3	3,9	$e_{\text{год}} = -1,63z + 8,84$

Видно, что в среднем для года значение парциального давления водяного пара e в Бишкеке составляет 7,5 гПа, являясь минимальным в январе (3,3 гПа) и максимальным в июле (12,9 гПа). С высотой оно линейно убывает во все сезоны. Полученные высотные зависимости $e(z)$ имеют очень высокие коэффициенты корреляции, поэтому весьма точны и могут быть использованы на практике. Нагляднее всего скорости убывания $e(z)$ с высотой характеризуются их вертикальными градиентами, которые в гПа/км представлены числовыми коэффициентами при z в уравнениях регрессий. Так, в среднем для года $e(z)$ убывает с высотой со скоростью $-1,63$ гПа/км. Меньше всего эта скорость в январе ($-0,72$ гПа/км), а самая высокая в июле ($-2,60$ гПа/км). Это естественно, так как летом испарение с поверхности почвы, растительности и водоемов сильнее, поэтому и возникают более высокие значения вертикальных градиентов e .

Среднее давление воздуха в Бишкеке (0,76 км), как было показано в п. 4.6, около 930 гПа, а на высоте 3 км около 700 гПа. Поэтому доля давления водяного пара в общем давлении воздуха мала и в среднем для года на этих высотах соответственно составляет примерно 0,8 и 0,6 %. Такие же соотношения между давлением воздуха и водяного пара характерны и для всех других районов Мира. Тем не менее, такого влагосодержания в атмосфере достаточно для возникновения разнообразных форм облачности, выпадения осадков, а в теплый период года развития гроз.

В прогнозах погоды для населения обычно сообщается только относительная влажность f (%). Ее средние значения по месяцам в различные часы суток через каждые 3 ч на станции Бишкек приведены в таблице 7.2. По другим станциям отличия небольшие.

Видно, что *средние значения* относительной влажности не опускаются ниже 30 % и не превышают 76 %. Влажность максимальна в холодную половину года (ноябрь–апрель) в вечерние, ночные и утренние часы, когда ее средние значения лежат в пределах 70–79 %. Она уменьшается в теплую половину года, хотя в ночные часы еще достаточно высока, составляя 48–72 %. Но летом в дневные часы влажность обычно уменьшается до 30–35 %.

Таблица 7.2 – Средние значения относительной влажности (%) на МС Бишкек по месяцам и для года в различные часы суток [28]

Время, ч	Месяц года												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
21	71	76	77	70	69	57	48	48	52	65	75	75	65
0	72	76	78	73	72	60	53	53	57	67	75	76	68
3	72	77	79	75	74	63	57	59	62	71	76	76	70
6	72	75	74	65	60	49	44	45	50	64	74	75	62
9	57	62	62	53	49	39	34	35	37	48	60	63	50
12	56	59	58	47	44	36	30	30	32	43	55	61	46
15	67	66	61	49	47	38	31	31	35	50	69	73	51
18	72	76	76	66	65	54	47	46	49	62	75	76	64
Сутки	69	72	72	63	59	51	44	45	47	57	69	71	60

В таблице 7.3 по МС Бишкек и другим станциям приведено число дней в различные месяцы года с низкой относительной влажностью ($\leq 30\%$) и высокой относительной влажностью ($\geq 80\%$). Хорошо видно, что число дней в году с низкой влажностью (30 % и ниже), в Бишкеке, Чуйской долине и нижней части склонов велико и составляет 100–140. Причем в Бишкеке, где возникает городской «остров тепла», влажность за счет этого эффекта может дополнительно понижаться. Поэтому здесь наблюдается наибольшее число дней с низкой влажностью в году – 140.

Таблица 7.3 – Число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$ и $\geq 80\%$ [28, 46]

Станция (z, км)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
Относительная влажность в отдельные часы суток 30 % и менее													
Чуйская (0,596)	0,1	0,5	2,7	9	10	11	16	19	18	13	4	0,4	102
Бишкек (0,756)	5	4	5	10	10	16	23	20	12	12	7	5	140
Чон-Арык (1,110)	10	8	7	8	5	11	14	18	16	12	10	10	129
Байтык (1,579)	9	8	7	8	3	3	6	9	9	16	12	10	100
Тюя-Ашу сев. (3,090)	3	3	6	4	2	4	5	6	8	8	6	4	57
Относительная влажность в отдельные часы суток 80 % и более													
Чуйская (0,596)	11	8	8	3	1	0,6	0,2	0,4	0,5	2	8	11	53
Бишкек (0,756)	5	5	5	3	2	0,8	0,1	0,2	0,7	3	6	9	40
Чон-Арык (1,110)	5	6	8	7	3	0,8		0,3	0,9	5	6	8	50
Байтык (1,579)	4	5	7	7	4	1	0,5	0,6	1	5	5	5	45
Тюя-Ашу сев. (3,090)	4	5	5	4	6	4	3	2	3	4	4	5	49

В Бишкеке и Чуйской долине наибольшую повторяемость дни с низкой влажностью $f \leq 30\%$ имеют с апреля по октябрь (9–23 дня в месяц). В три летних месяца – июнь–август, на МС Чуйская таких дней 46, в Бишкеке – 59, а в Чон-Арыке – 43. Напомним, что такая пониженная влажность позволяет значительно легче переносить жаркую летнюю погоду.

В среднегорье и высокогорье дней с низкой относительной влажностью примерно в два раза меньше (Тюя-Ашу сев. 3,09 км – 57). Но одновременно там нет и изнуряющей летней жары, наблюдаемой в Бишкеке и, особенно, в нижней части Чуйской долины.

Среднее годовое число дней с высокой относительной влажностью (80 % и более) не зависит от высоты места, находясь в узких пределах 40–53 дня. Так, в Бишкеке оно равно 40 дням. На всех высотах число дней имеет примерно одинаковый годовой ход – максимум 4–11 дней в месяц наблюдается в один из зимних месяцев или в марте, а минимум летом, всего 0–1 (2) дня. Тем самым, не только на высотах, но и в Бишкеке, а также во всей Чуйской долине практически не наблюдается явление летней духоты, кроме редких единичных случаев.

В целом можно сказать, что режим влажности в Бишкеке и Чуйской долине (с учетом их температурных режимов) благоприятен для проживания человека. Особенно это относится к зоне северного склона Киргизского хребта, начиная с его подножья.

7.2 Патогенность климатических условий Чуйской долины

Оценка «качества климатических условий» для целей работы на открытом воздухе, спорта, туризма, рекреации, климатотерапии и др. может быть представлена многими критериям с позиций медицинской климатологии и биоклиматологии [6, 43, 52]. В такой небольшой книге, как эта, сделать это невозможно. Приведем только оценку качества климата Бишкека и Чуйской долины по степени его патогенности, т.е. степени болезненного или раздражающего действия на организм человека, согласно подходам медицинской климатологии, изложенных в работе [6].

Считается, что оптимальными погодными условиями, при которых возникает минимум метеопатических реакций человека, является их следующий комплекс: среднесуточная температура воздуха 18 °С, относительная влажность 50 %, отсутствие ветра, облачности и междусуточных колебаний (изменений) температуры и давления. Любые отклонения от этих погод неблагоприятны для самочувствия и здоровья и численно могут быть оценены общим безразмерным индексом патогенности I , включающим названные частные индексы составляющих I_x , по формуле

$$I = 0,02(18-t)^2 + 3\Delta t^2 + 0,06\Delta p^2 + 10^{(f-50)/40} + 0,2v^2 + 0,06n^2, \quad (7.1)$$

где первое слагаемое есть частный индекс патогенности – I_t , который показывает отклонение средней суточной температуры (t , °С) от оптимальной, равной 18 °С; второе слагаемое – $I_{\Delta t}$ – индекс на междусуточные колебания (разности) средних суточных температур воздуха (Δt , °С); третье – $I_{\Delta p}$ – индекс на междусуточные колебания средних суточных значений давления (Δp , гПа); четвертое – I_f – индекс на отклонения среднесуточной относительной влажности воздуха (f , %) от оптимальной, равной 50 %; пятое и шестое – I_v и I_n – индексы на наличие скорости ветра (v , м/с) и облачности (n – в баллах десятичной шкалы).

Между общим индексом патогенности I и «качеством погоды» установлены следующие соотношения, приведенные в таблице 7.4 [6].

Таблица 7.4 – Градации индекса патогенности I в баллах и «качество» соответствующих им погод по [6]

Градации I	0–9,9	10–16	16,1–18	18,1–24	> 24
Условия погоды	Комфорт	Слабо раздражающие	Умеренно раздражающие	Сильно раздражающие	Острые

Как видно, оптимальным условиям (комфорту) соответствуют значения $I \leq 9,9$ баллов, слабо и умеренно раздражающим значения $I \leq 10–16$ и $16,1–18$ баллов, сильно и остро раздражающие соответственно $I = 18,1–24$ и $I > 24$ баллов.

В таблице 7.5 приведены рассчитанные нами [15] по данным 5-летних наблюдений (1987–1991 гг.) средние по месяцам и за год значения частных и общих индексов патогенности по трем метеостанциям Чуйской долины – Кара-Балта, Бишкек и Токмак,

– характеризующим ее западную, центральную и восточную части. На рисунке 7.1 показан график годового хода I по всем трем станциям, на котором пунктирными линиями дополнительно выделены три области погод по значениям I : 1) комфортные; 2) слабо и умеренно раздражающие; 3) сильно и остро раздражающие.

Таблица 7.5 – Средние месячные и годовые значения частных I_x и общего I индексов патогенности по трем метеостанциям Чуйской долины [15]

I и I _x	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
МС Кара-Балта (0,770 км) – запад долины													
I _t	8,1	8,9	4,6	1,4	0,4	0,6	0,9	0,7	0,4	1,9	4,4	6,9	3,3
I _{Δt}	4,0	3,5	2,4	2,5	2,2	1,7	1,4	1,2	2,5	2,5	4,5	2,7	2,6
I _f	4,8	6,6	6,0	2,0	1,1	0,4	0,2	0,1	0,4	2,1	0,6	6,5	2,6
I _n	0,8	1,0	0,8	0,9	1,1	2,4	2,0	1,3	1,8	1,4	1,0	0,7	1,3
I _v	0,6	0,6	0,7	0,9	0,9	0,9	1,0	0,9	0,8	0,6	0,6	0,6	0,8
I _{ΔP}	1,5	1,1	1,2	1,2	0,8	0,3	0,3	0,3	0,6	0,9	1,3	1,3	0,9
I	19,8	21,6	15,7	9,0	6,5	6,3	5,7	4,5	6,5	9,5	15,6	18,7	11,6
МС Бишкек (0,756 км) – центр долины													
I _t	8,6	8,9	4,4	1,3	0,4	0,6	1,1	0,7	0,4	1,8	4,3	5,1	3,1
I _{Δt}	3,7	3,2	3,2	3,4	3,4	2,2	1,9	1,9	3,2	3,5	4,2	3,5	3,2
I _f	2,9	2,1	2,9	2,1	2,9	2,1	2,9	2,1	2,9	2,1	2,9	2,1	2,9
I _n	3,2	2,4	3,6	2,9	2,9	2,2	1,2	1,3	1,1	1,9	2,6	3,2	2,4
I _v	0,7	0,8	0,8	1,1	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,8
I _{ΔP}	2,5	1,4	1,7	1,7	1,2	0,5	0,4	0,4	1,3	1,1	2,1	1,7	1,4
I	21,6	23,1	17,9	12,1	9,2	6,8	5,7	5,3	7,2	11,0	16,9	18,8	13,0
МС Токмак (0,817 км) – восток долины													
I _t	9,1	8,4	4,1	1,2	0,4	0,6	0,9	0,6	0,4	1,8	3,3	5,6	3,0
I _{Δt}	3,0	2,5	2,7	2,6	2,6	1,5	1,4	1,0	1,8	2,2	4,7	3,5	2,5
I _f	2,2	3,0	3,0	1,2	1,0	0,4	0,3	0,2	0,5	1,5	1,9	2,8	1,5
I _n	1,1	1,1	0,9	1,0	1,2	1,5	1,5	1,6	1,9	1,6	1,3	1,1	1,3
I _v	0,8	0,5	0,5	0,8	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,4	0,7	0,8	0,6
I _{ΔP}	1,2	0,6	0,9	1,2	0,7	0,3	0,2	0,2	0,6	0,5	1,0	3,5	0,9
I	17,3	16,1	12,1	8,1	6,5	4,9	4,9	4,0	5,6	8,0	12,9	14,7	9,6
I _{средн}	19,6	20,3	15,2	9,7	7,4	6,0	5,4	4,6	6,4	9,5	15,1	17,4	11,4

Из этих данных можно сделать выводы, соответствующие погодным условиям в «среднем месячном выводе»:

1. Годовой ход индекса патогенности в предгорной зоне Чуйской долины выражен очень четко: максимум I (худшие условия в году) имеет место зимой (январь–февраль), а минимум (лучшие условия) – летом (июнь–август).

2. Кривая для Токмака лежит заметно ниже (особенно зимой) кривых для Бишкека и Кара-Балты, что является следствием его более благоприятного, более близкого к горам расположения в восточной зоне долины.

3. Примерно с декабря по февраль включительно (т.е. всю зиму) метеорологические условия в центральной и западной частях долины являются в среднем сильно раздражающими, переходя в отдельные дни в остро раздражающие. На востоке такие условия отсутствуют. В Токмаке в среднем они не выходят из градации умеренно раздражающих даже в «худшие месяцы» с декабря по февраль.

4. На западе и в центре Чуйской долины с апреля, а на востоке с марта условия очень быстро улучшаются и переходят к слабо раздражающим, а затем к комфортным (апрель–март), оставаясь таковыми все лето и первую половину осени до конца октября. Затем следует обратный резкий переход к умеренно и сильно раздражающим погодным условиям в течение ноября.

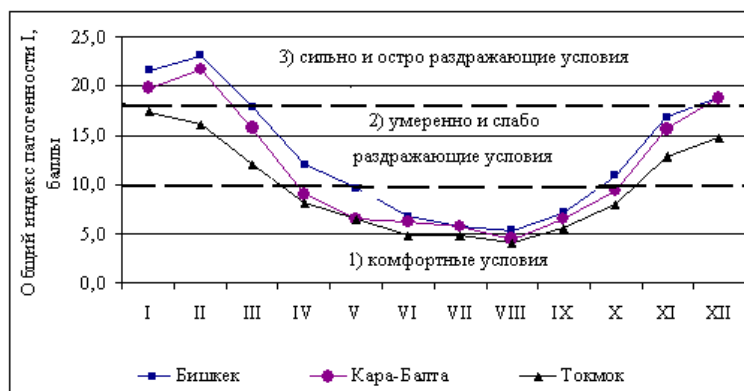


Рисунок 7.1 – Годовой ход средних месячных значений общего индекса патогенности метеорологических условий по трем станциям днища Чуйской долины, в баллах

Таким образом, по средним месячным данным вся зима в подгорной зоне Чуйской долине характеризуется неблагоприятными сильно и остро раздражающими погодными условиями, тогда как с середины весны и до середины осени погоды соответствуют слабо раздражающим и комфортным. Напомним еще раз, что это только средние оценки в месячном разрезе. Если их сделать для отдельных времен суток (ночь, утро, день и вечер), то, по крайней мере, для дневных условий в летние жаркие месяцы следует ожидать некоторого увеличения значений общего индекса за счет первого слагаемого в (7.1).

В таблице 7.5 приведены также значения частных индексов I_x , определяющих их вклад в общий индекс I [15]. Для наглядности на рисунке 7.2 показаны графики годового хода I_x по станции Бишкек. Аналогичный вид имеют графики по Кара-Балте и Токмаку.

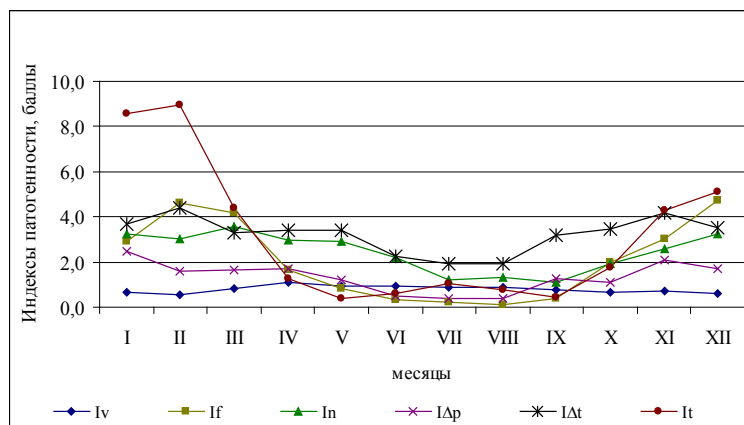


Рисунок 7.2 – Годовой ход частных индексов патогенности I_x по станции Бишкек

Из этих данных следует, что основной вклад в I дают частные индексы I_t (отклонение температуры воздуха от оптимальной, 18 °С) и $I_{\Delta t}$ (большие междусуточные колебания температуры воздуха). При этом вклад I_t велик особенно зимой. Вопреки широко бытующему среди населения мнению, междусуточные колебания давления не являются столь важными по влиянию. Индекс $I_{\Delta p}$ на всех станциях уверенно занимает предпоследнее 5 место, а на последнем 6 месте стоит индекс, учитывающий влияние скорости ветра, которая, как было показано в подразделе 4.1, мала во все сезоны года.

Для Бишкека среднее годовое значение $I = 13,0$ (слабо раздражающие погоды), на первом и втором месте стоят практически равные вклады в это значение I междусуточных колебаний температуры $I_{\Delta t} = 3,2$ и уклонение ее от оптимальной $I_t = 3,1$. Затем идут вклады на уклонение влажности от оптимальной и облачности – $I_f = 2,9$ и $I_n = 2,4$. И только после них, на 5 месте, стоит вклад колебаний давления $I_{\Delta p} = 1,4$. Последнее 6 место занимает индекс влияния ветра с минимальным вкладом $I_v = 0,8$.

С апреля по октябрь погоды в Бишкеке в среднем относятся к комфортным и слабо раздражающим, а 5 месяцев с мая по сентябрь – только к комфортным. В марте и ноябре они умеренно раздражающие и лишь три месяца с декабря по февраль – сильно раздражающие. В среднем месячном выводе острые погоды в Бишкеке отсутствуют.

В целом по всем трем станциям ранжировка (номер занимаемого места) частных индексов по степени их вклада в общий индекс I выглядит так [15]:

МС	1 место	2 место	3 место	4 место	5 место	6 место
Кара-Балта	I_t	$I_{\Delta t}$	I_f	I_n	$I_{\Delta p}$	I_v
Бишкек	$I_{\Delta t}$	I_t	I_n	I_f	$I_{\Delta p}$	I_v
Токмак	I_t	$I_{\Delta t}$	I_f	I_n	$I_{\Delta p}$	I_v

То, что самым малозначимым фактором на всех станциях является скорость ветра – не удивительно, т.к. район Чуйской долины (и Кыргызстана в целом), как уже отмечалось, является слабо ветреным по сравнению со многими другими областями Мира [23]. Достаточно значимыми факторами (место 3 и 4) являются облачность и влажность воздуха, отрицательный вклад которых выражен преимущественно зимой.

На самом деле фактические значения I и I_x постоянно меняются от суток к суткам, вследствие изменения текущих погод. Такая междусуточная изменчивость I и I_x статистически может быть оценена коэффициентами междусуточной вариации общего индекса – $c(I)$ и частных индексов $c(I_x)$. В таблице 7.6 приведены усредненные по месяцам и за год значения коэффициентов $c(I)$ по метеорологическим станциям.

Таблица 7.6 – Средние суточные значения коэффициентов вариации – $c(I)$ для месяцев и года в целом по трем метеостанциям Чуйской долины

Коэф- фиц. вариации индексов	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	МС Кара-Балта (0,770 км) – запад долины												
$c(I)$	0,57	0,57	0,59	0,91	1,02	0,87	0,83	0,69	1,03	1,02	0,85	0,59	0,80
	МС Бишкек (0,756 км) – центр долины												
$c(I)$	0,47	0,54	0,65	0,85	0,96	0,90	0,50	0,911	1,35	1,00	0,86	0,53	0,79
	МС Токмак (0,817 км) – восток долины												
$c(I)$	0,44	0,44	0,72	1,03	1,08	0,66	0,78	0,47	0,84	0,81	0,90	0,57	0,73

Видно, что средние для года коэффициенты вариации общего индекса патогенности $c(I)$ высоки, мало различаются от станции к станции и составляют: Кара-Балта – $c(I)=0,80$, Бишкек $c(I)=0,79$, Токмак $c(I)=0,73$. Это говорит о том, что наблюдаемые суточные значения индексов I , в зависимости от смены текущих погод, имеющей случайный характер, могут значительно уклоняться в ту и другую сторону от их климатических норм, приведенных в таблице 7.5. Несмотря на индивидуальные различия годового хода $c(I)$ по отдельным станциям (таблица 7.6), качественно они образуют единый пучок траекторий, имеющий два минимума (зима и лето) и два максимума (конец весны и начало осени). Зимний минимум и весенний максимум характеризуются близостью их численных значений, когда $c(I)$ соответственно лежат в пределах $0,47 - 0,59$ и $0,59 - 1,08$. Разброс $c(I)$ в летнем минимуме и осеннем максимуме гораздо больше, $0,47 - 0,91$ и $0,84 - 1,53$.

Такие изменения коэффициентов вариации $c(I)$ отражают ход изменчивости наблюдаемых на станциях погод: зимой во всей подгорной зоне Чуйской долины погоды стабильно метеотропны (хороших погод мало); весной, при резком снижении метеотропности, и осенью, при аналогичном ее возрастании, эти процессы имеют значительный элемент нестабильности, прерываясь их обратными изменениями. Летом метеотропность самая низкая, но и здесь могут возникать случаи ее заметного повышения (например, при очень жарких погодах), о чем говорят колебания $c(I)$ от месяца к месяцу и между станциями. Следует подчеркнуть, что коэффициенты вариации общего индекса патогенности $c(I)$ не аддитивны относительно частных коэффициентов $c(I_x)$. Поэтому нормальной является ситуация, когда $c(I_x) > c(I)$.

Сравнивая значения разных $c(I_x)$ можно только судить о степени относительной изменчивости частных индексов I_x . Анализ таких вариаций $c(I_x)$ говорит, прежде всего, о том, что эта относительная междусуточная колеблемость частных индексов I_x выше, чем изменчивость общего индекса I , за исключением значений I_v . Это, например, хорошо видно из следующей ранжировки $c(I_x)$ по станциям для года:

Ранг	1	2	3	4	5	6
Кара-Балта	$c_f=2,07$	$c_{\Delta t}=1,95$	$c_{\Delta p}=1,72$	$c_n=1,02$	$c_t=0,97$	$c_v=0,52$
Бишкек	$c_f=2,07$	$c_{\Delta t}=1,92$	$c_{\Delta p}=1,88$	$c_n=0,94$	$c_t=0,92$	$c_v=0,52$
Токмак	$c_f=1,97$	$c_{\Delta t}=1,91$	$c_{\Delta p}=1,82$	$c_n=1,01$	$c_t=0,97$	$c_v=0,80$

То, что изменчивость индекса I_v самая низкая хорошо объясняется уже упомянутой слабой ветреностью погод подгорной равнины, где скорости ветра стабильно малы. Обращают на себя также внимание относительно высокие коэффициенты вариации c_f и $c_{\Delta p}$, стоящие по рангу на 1–3 местах, тогда как сами I_f и $I_{\Delta p}$ относительно малы и занимают соответственно 3 и 5 места.

Зная средние значения I и $c(I)$, можно приближенно получить весьма полезные оценки вероятных максимальных значений $I_{\text{макс}}$, которые могут наблюдаться в отдельные дни каждого месяца, используя неравенство Чебышева, записанное в виде [45]:

$$I_{\text{макс}} = I(1+k c(I)), \quad (7.2)$$

где I – средние значения индексов для месяцев года по таблице 7.5; $c(I)$ – их значения по таблице 7.6, а k – коэффициент, зависящий от уровня задаваемой вероятности p .

Так, при задании $p=0,90$ значение $k=3$. Тогда, например, для Бишкека с вероятностью не менее 90 % максимальные значения $I_{\text{макс}}$ по (7.2) в различные месяцы года будут равны:

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$I_{\text{макс}}$	52	61	53	43	36	25	14	20	36	44	61	49

Видно, что только три месяца в году – с июня по август – острых раздражающих погод в Бишкеке не наблюдается совсем (при этом мы опустили значение $I_{\text{макс}} = 25$ для июня). В остальное время года в любом месяце возможны отдельные остро раздражающие погоды с $I_{\text{макс}} = 36-61$. Аналогичные оценки читатель легко может сделать сам для остальных двух станций.

Приведенная оценка степени метеотропности условий Бишкека и подгорной зоны Чуйской долины в такой форме сделана впервые. Несомненно, что работы в этом направлении являются весьма актуальными и их следует продолжить.

7.3 Загрязнение атмосферного воздуха городов Токмак, Бишкек и Кара-Балта

Атмосфера Чуйской долины, особенно атмосфера ее городов, как и Центральной Азии в целом, характеризуется высоким уровнем загрязненности. Сухой, с жарким летом климат с окружающими пустынями и полупустынями, предопределяют большую естественную запыленность атмосферы. На это накладываются значительные антропогенные выбросы от автотранспорта, работы тепловых станций, различного рода промышленных предприятий и бытового сектора. В результате, в Бишкеке, где действие всех этих факторов наблюдаются в наиболее концентрированном виде, в других городах Чуйской долины, а также в ней в целом могут возникать «смоги» (дымные туманы), содержащие как первичные вредные вещества, так и вторичные еще более вредные, возникшие вследствие различных фотохимических реакций. Метеорологическими условиями, благоприятствующими загрязнению атмосферы, являются слабые ветры или штили, туманы, инверсии температуры (когда она повышается с высотой, препятствуя перемешиванию по вертикали) и отсутствие осадков, вымывающих примеси. Примеси достаточно хорошо рассеиваются в атмосфере, и она самоочищается при повышенных скоростях ветра (более 5–6 м/с) и обложных осадках, когда они превышают нижнее пороговое значение 0,5 мм.

Таблица 7.7 – Характеристики экологического состояния атмосферы для Чуйской долиной по месяцам и за год [31]

Характеристика	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
МС Чуйская (нижняя часть, ось долины)													
ПЗА, %	128	97	85	83	92	97	101	102	105	107	119	130	112
ПСА, %	22,6	26,2	35,7	39,0	35,8	25,8	16,6	13,8	13,5	21,2	27,4	24,5	25,0
К	5,7	3,7	2,4	2,1	2,6	3,8	6,1	7,4	7,8	5,1	4,3	5,3	4,5
МС Токмак (восточная часть долины)													
ПЗА, %	107	84	82	82	86	89	90	93	91	91	101	112	92
ПСА, %	27,0	29,4	36,3	38,2	36,6	26,3	18,1	11,8	12,1	20,3	28,8	28,0	25,8
К	4,0	2,3	2,3	2,1	2,3	3,4	5,0	7,9	7,5	4,5	3,5	4,0	3,6
МС Беловодское (западная часть долины)													
ПЗА, %	135	105	96	97	107	112	113	117	109	105	126	139	121
МС Бишкек (центральная часть долины)													
ПЗА, %	118	87	81	83	92	94	98	97	89	91	112	123	104
ПСА, %	21,7	25,2	34,8	36,7	34,5	26,1	19,6	12,8	13,1	20,2	27,2	27,2	24,7
К	5,5	3,	2,3	2,3	2,7	3,6	5,0	7,6	6,8	4,5	4,1	4,5	4,2

Для Чуйской долины по данным станций, расположенных в различных ее частях, – осевой нижней (МС Чуйская), центральной (МС Бишкек), западной (МС Беловодское) и восточной (МС Токмак) – были рассчитаны метеорологические *потенциалы* загрязнения (ПЗА) и самоочищения (ПСА) атмосферы, а также *параметр* ее самоочищения K , равный их отношению [31]. ПЗА представляет собой сумму повторяемостей (в %) приземных инверсий, штилей и туманов, т.е. погодных условий, способствующих накоплению примесей. ПСА, напротив, есть сумма повторяемостей (в %) скоростей ветра более 6 м/с и осадков более 0.5 мм, которые обуславливают рассеивание и вымывание примесей из атмосферы. Полученные данные по месяцам года приведены в таблице 7.7.

Считается, что при $K < 0,8$ имеются условия, благоприятные для рассеивания примесей, при $0,8 \leq K \leq 1,2$ – ограниченно благоприятные для рассеивания, а при $K > 1,2$ – неблагоприятные для рассеивания. Хорошо видно (таблица 7.7), что параметр самоочищения K во всех частях долины во все сезоны года значительно превышает критическое значение ($K=1,2$), колеблясь, например, для Бишкека от минимальных значений весной – 2,3–2,7 до максимальных в августе – 7,6 при среднем значении в году, равном 4,2. Это говорит о неблагоприятных естественных погодных условиях для рассеивания вредных примесей, выбрасываемых в атмосферу Чуйской долины во все сезоны года, и особенно в конце лета – начале осени. Даже весной значения K превышают критические почти в два раза.

Для городов Бишкек, Токмак, Кара-Балта были исследованы загрязнения атмосферы различными ингредиентами за которыми ведут наблюдения специальные посты Кыргызгидромета, а также при различных погодных условиях, таких как, затишья, слабые ветры, ветры более 3 м/с, инверсии температуры, осадки, и при различных типах циркуляции атмосферы [31]. Материалом послужили данные «постов наблюдений за загрязнением атмосферы» Кыргызгидромета за 5-летний период 1988–1992 гг., а также наблюдения метеостанций за погодными условиями. В таблице 7.8 для этих трех городов представлены полученные среднегодовые значения для концентраций пыли, угарного газа (СО), двуокиси азота (NO₂) и формальдегида утром и вечером, выраженные в значениях предельно допустимых концентраций (ПДК), а в таблице 7.9 для Бишкека они дополнительно дифференцированы по тем типам синоптических процессов, которые наблюдаются во все сезоны года.

Хорошо видно, что Бишкек самый загрязненный город Чуйской долины. Прежде всего, его атмосфера очень сильно загрязнена пылью. Так, в *утренние наиболее «чистые»* часы концентрация пыли зимой в среднем составляет 4,8 ПДК, уменьшаясь к осени до 3,2 ПДК. *Вечером* в наиболее «загрязненные» часы концентрация пыли также максимальна зимой и достигает рекордной средней месячной цифры – 7,1 ПДК. Весной она уменьшается до 4,1 ПДК, достигая минимума летом – 2,5 ПДК, и возрастает осенью до 5,1 ПДК.

Концентрация второго основного загрязнителя – формальдегида – весь год остается также весьма высокой, меняясь по сезонам в меньших пределах. В *утренние часы* она максимальна летом и осенью (4,7–4,8 ПДК), уменьшаясь к весне до 4,2 ПДК и к зиме до 3,2 ПДК. В *вечернее время* формальдегид имеет наибольшую концентрацию осенью – 4,1 ПДК, понижаясь к лету–весне до 3,6 ПДК, к зиме до 3,2 ПДК.

Оксид углерода по сезонам в утренние часы меняется мало – 1,4–1,7 ПДК, а вечером в более широких пределах – 1,1–2,4 ПДК (максимум осенью, минимум весной).

Диоксид азота имеет незначительно выраженный сезонный ход, как в утренние, так и в вечерние часы. Максимальная его концентрация наблюдается зимой (1,9 ПДК утром и 2,4 ПДК вечером), а минимальная – осенью (1,5 ПДК утром) и летом (1,8 ПДК вечером).

Таблица 7.8 – Средние в году и по сезонам уровни для утра и вечера загрязнения атмосферного воздуха различными ингредиентами в городах Чуйской долины (в долях ПДК) [31]

Примесь	Утро					Вечер				
	З	В	Л	О	Год	З	В	Л	О	Год
Бишкек										
Пыль	4,81	4,09	3,33	3,21	3,86	7,08	4,08	2,49	5,10	4,69
СО	1,69	1,41	1,36	1,51	1,49	2,19	1,13	1,30	2,37	1,75
NO ₂	1,94	1,61	1,64	1,45	1,66	2,40	1,94	1,80	1,98	2,03
Форм-д	3,70	4,22	4,76	4,73	4,35	3,20	3,58	3,61	4,05	3,61
Кара-Балта										
Пыль	2,05	1,34	0,93	1,01	1,34	4,10	1,95	0,84	2,28	2,29
СО	0,56	0,34	0,21	0,31	0,35	0,80	0,43	0,34	0,56	0,53
NO ₂	1,44	1,11	1,22	0,89	1,16	1,73	1,19	1,11	1,20	1,31
Токмак										
Пыль	2,61	1,96	0,89	1,71	1,79	2,61	1,96	0,89	1,71	3,19
СО	0,75	0,53	0,36	0,47	0,53	0,75	0,53	0,36	0,47	0,65
NO ₂	1,26	1,03	0,80	0,92	1,00	1,26	1,03	0,80	0,92	1,14

Таблица 7.9 – Средние годовые значения уровней загрязнения (доли ПДК) в г. Бишкек различными ингредиентами при типах синпроцессов, наблюдающихся во все сезоны года (верхняя строчка – утро, нижняя строчка – вечер) [31]

Тип синоптического процесса	Повторяемость типа, %	Загрязнители			
		Пыль	СО	NO ₂	Форм-д
5. Северо-западное вторжение	3,8	2,17	0,91	1,39	3,60
		2,86	1,24	1,31	2,56
6. Северное вторжение	3,0	1,94	1,09	1,48	3,55
		2,52	1,09	1,65	2,46
7. Волновая деятельность	7,4	2,90	1,35	1,43	3,98
		3,78	1,51	1,92	3,19
8. Малоподвижный циклон	3,0	3,25	1,17	1,66	4,81
		4,32	1,62	2,01	3,40
9. Юго-западная периферия антициклона	12,8	4,58	1,44	1,75	4,14
		5,33	1,63	2,04	3,74
9а. Южная периферия антициклона	11,6	4,40	1,61	1,60	4,20
		5,49	1,89	2,15	3,60
9б. Юго-восточная периферия антициклона	8,0	3,02	1,50	1,69	4,34
		4,54	1,78	2,34	3,29
10. Западное вторжение	15,1	3,26	1,27	1,62	3,88
		4,03	1,55	1,71	3,06
12. Малоградиентное поле пониженного давления	10,4	4,14	1,85	1,84	4,36
		4,86	1,86	2,2	4,64
12а. Малоградиентное поле повышенного давления	6,3	3,13	1,56	1,61	4,15
		4,52	1,95	2,13	3,20
14. Теплый сектор или предфронтальное положение	13,9	4,25	1,62	1,8	4,62
		4,95	1,94	2,16	3,73

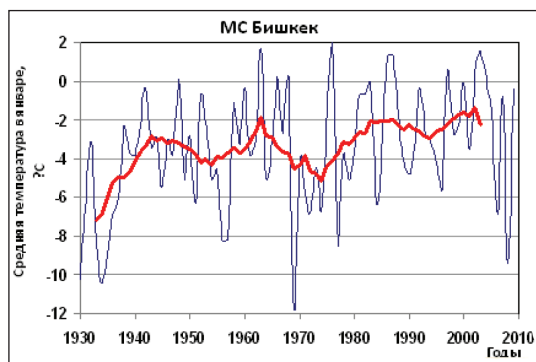
В зависимости от типа синоптических процессов (таблица 7.9) концентрация пыли в Бишкеке колеблется в очень широких пределах от 1,9 до 5,5 ПДК, составляя в среднем для утра – 3,9, а вечера – 4,7 ПДК. Стабильно высока концентрация формальдегида, являющегося очень опасным загрязнителем. В течение суток при различных типах син- процессов в долях ПДК она колеблется от 2,6 до 4,8, имея средние для утра значения 4,4 ПДК а для вечера – 3,6 ПДК. Концентрация СО и NO₂ существенно меньше: для СО она находится в пределах 0,9–2 ПДК, а для NO₂ в пределах 1,3–2,3 ПДК при средних значениях утро-вечер 1,5–1,75 и 1,7–2 соответственно. Данные таблицы 7.9 можно использовать в прогностических целях, сопровождая прогноз погоды средним климатическим, т.е. фоновым прогнозом загрязнения с учетом типа прогнозируемого синпроцесса.

В заключение приведем интересные данные о внешнем *трансграничном переносе* аэрозольного загрязнения в атмосфере на Тянь-Шань в целом [16]. Оказалось, что по источникам генерации аэрозолей он связан с четырьмя основными районами, откуда происходит перенос на территорию Кыргызстана: 1) Южная Азия, 2) Ближний восток, 3) Бассейн Аральского моря, 4) Западная Сибирь и Восточный Казахстан. По каждому из этих районов установлены типичные для него характеристики приносимого аэрозоля. Оценка массовой аэрозольной нагрузки на Тянь-Шань показала, что в целом для года наибольшая среднесуточная нагрузка в слое 1–3 км наблюдается при переносе с Ближнего Востока – 57 кг/км², при переносе с Казахстана она составляет 47 кг/км², а при южных выносах – 49 кг/км². Наименьшие аэрозольные нагрузки (36 кг/км²) наблюдаются при переносах субмикронного аэрозоля из бассейна Аральского моря. Однако этот перенос имеет высокую повторяемость, что обуславливает его достаточно большой вклад в общий перенос.

ЧАСТЬ II

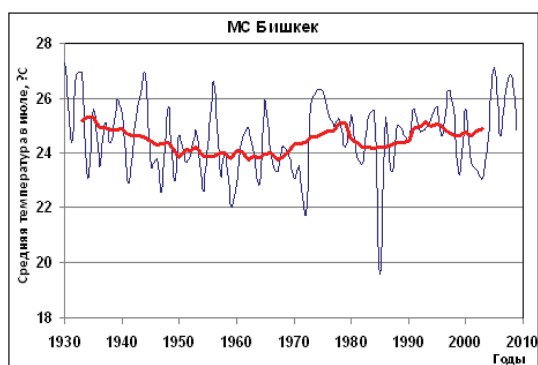
СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ

В этой части разделы 8 и 9, в отличие от предыдущих, содержат не публиковавшиеся ранее новые результаты по вопросам исследований фактических изменений температуры и осадков, т.е. основных составляющих климата Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта, полученные по данным многолетних наблюдений трех долинных и четырех склоновых метеостанций за период их работы по 2009 г. включительно. Поэтому материалы этих разделов представлены гораздо полнее (особенно раздела 8), учитывая всю сложность и важность задачи оценки современных климатических изменений, включая ближайший прошлый, настоящий и неразрывно с ними связанный ближайший будущий климат.



8

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА



8.1 Проблемы современных изменений температуры и осадков, возможности их решения и исходные данные

В предыдущих разделах мы рассмотрели различные характеристики климата Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта не затрагивая его изменений в последнее столетие. В разделах 8 и 9 будут рассмотрены современные изменения режима температуры и осадков в регионе на основании фактических данных многолетних наблюдений метеостанций с начала их работы по 2009 г. включительно, т.е. примерно за период последних 80–90 лет. Для решения поставленной задачи автором были использованы собственные оригинальные подходы, суть которых представлена ниже.

На рисунке 8.1 показан широко известный прогноз [18, 60–62] сценарных повышений приземной температуры воздуха в XXI веке, разработанный в 2007 г. Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК). Это наиболее представительный мировой форум ученых, работающий с 1988 г. под эгидой ВМО и Программы ООН по изучению окружающей среды (ЮНЕП). Согласно этим данным, в ближайшие два десятка лет приземная температура воздуха независимо от сценариев выбросов парниковых газов будет повышаться примерно со скоростью около $0,2^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Далее, в зависимости от интенсивности выбросов, эти изменения могут быть более существенными для всего земного шара, и к 2100 г. могут составлять $1,8$ – $3,4^{\circ}\text{C}$.

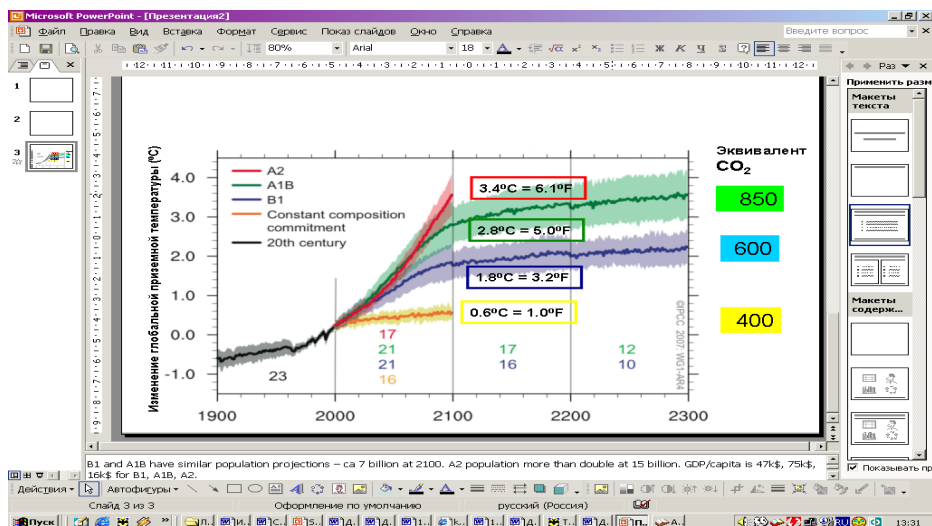


Рисунок 8.1 – Сценарии глобального потепления климата Земли в XXI в. при различных сценариях выбросов парниковых газов [18, 60–62]

Наиболее вероятное потепление ($2,8^{\circ}\text{C}$ к 2100 г.) будет отвечать сценарию «все идет как обычно», соответствующему концентрации выбросов CO_2 , равной 850 млн^{-1} . Действие парниковых газов, если бы их выбросы гипотетически сократились одномоментно, сказывалось бы еще в течение нескольких столетий. Подчеркнем еще раз, что эти модельные сценарии изменений климата «заточены» под принятую на сегодняшний день зависимость климата от концентрации парниковых газов. Какие-либо естествен-

ные причины изменений климата, происходящие в интервале десятков и сотен лет, в них не учитываются, т.к. до сих пор остаются твердо не установленными.

Естественно считать, что местные изменения климатов во всех регионах являются «откликом», т.е. следствием на его глобальное изменение. Однако эти отклики будут далеко не одинаковыми даже для рядом расположенных районов. Общая тенденция потеплений, наблюдающаяся в различных районах, будет иметь характер случайных колебаний сменяющихся фаз потеплений и похолоданий, с их несовпадением по сезонам, различным станциям и т.п. Это будет продемонстрировано на примере Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта.

Изменения температуры воздуха в Кыргызстане, как и в любом другом регионе, происходят в результате сложения ее следующих закономерных и случайных колебаний:

1. Закономерного суточного хода (изменения) температуры, вследствие вращения Земли вокруг своей оси, когда ее сторона, обращенная к Солнцу, нагревается, а противоположная, находящаяся в тени, охлаждается.

2. Закономерного годового хода (изменения) температуры, вследствие орбитального вращения Земли вокруг Солнца при имеющем место наклоне ее оси к плоскости эклиптики около $66,5^\circ$, в результате чего различные широтные зоны обоих полушарий получают от него в разные месяцы различное количество тепла.

3. Случайных колебаний (изменений) температуры, вызванных атмосферной циркуляцией, сложным образом перераспределяющей тепло по земной поверхности и обуславливающий случайный характер колебаний текущих погод во времени и пространстве.

Чтобы построить достаточно полную картину современного изменения климата Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта, надо знать, как изменялись в среднем ночные, дневные, суточные, месячные, годовые температуры и их экстремальные значения. Поэтому для климатического анализа были использованы следующие статистические выборки температуры из многолетних наблюдений метеостанций:

- среднегодовых и среднемесячных значений, отражающих в целом средние годовые и средние месячные температурные условия,
- средних из минимальных суточных значений для каждого месяца, характеризующих в среднем выводе *средние ночные* температурные условия месяца,
- средних из абсолютных минимальных месячных значений, т.е. полученных по ее самым низким отметкам в течение каждого месяца и характеризующих в среднем выводе *экстремально холодные погоды*, которые могут наблюдаться ежегодно в этом месяце,
- средних из максимальных суточных значений для каждого месяца, характеризующих в среднем выводе *средние послеполуденные* температурные условия месяца,
- средних из абсолютных максимальных месячных значений, т.е. полученных по ее самым высоким отметкам в течение каждого месяца и характеризующих в среднем выводе *экстремально теплые погоды*, которые могут ежегодно наблюдаться в этом месяце.

При этом следует отметить, что для последних четырех характеристик температуры их средние месячные значения имеют высокую степень наглядности, не требующую особых пояснений. Что же касается их средних значений для года, то они являются такой же условной климатической характеристикой, как обычная средняя годовая температура. Просто большинство читателей, вероятно, с ними ранее практически не сталкивались.

Для оценки временных изменений климата в полях перечисленных характеристик температуры воздуха использовались общепринятые в климатологии научные методы

анализа [11, 17, 18, 23, 33, 35, 45, 55, 56]: 1) выделение в исходных рядах температуры основных тенденций их временных изменений в форме линейных трендов; 2) выделение в исходных рядах температуры ее случайных колебаний, имеющих различные периодичности, знаки и амплитуды с помощью цифровой фильтрации рядов методом скользящих средних; 3) определения норм температур и характеристик их межгодовой изменчивости (СКО – среднеквадратических отклонений) для трех последовательных стандартных климатических периодов: 1931–1960 гг. – ближайший прошлый климат, 1961–1990 гг. – «базовый климат» только что истекшего тридцатилетия, 1991–2009 (2020) гг. – настоящий и ближайший будущий климат. Мы предполагали, что оценки температурных норм, полученные для текущего тридцатилетия 1991–2020 гг. по его начальному 19-летнему периоду, являются показательными и существенно не изменятся к 2020 году. В пользу этого говорят все имеющиеся результаты исследований колебаний климата.

Рассмотрим временные изменения каждой из пяти отмеченных температурных характеристик. При этом построим их одинаково – сначала изложим результаты анализа основных тенденций временных изменений температуры (анализ трендов), затем рассмотрим фазы потеплений/похолоданий с помощью 11-летних скользящих средних, после чего проанализируем данные о значениях норм температуры и их СКО в трех последовательных периодах 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг.

Некоторые краткие пояснения по сути применения этих статистических методов и получаемых результатов будут приведены в подразделе 8.2, когда будет впервые проведен конкретный анализ с их использованием. Поэтому к этим пояснениям читателю, возможно, придется обратиться повторно при изучении следующих подразделов.

Приведем основные сведения о местоположении и периоде наблюдений 7 метеостанций, данные которых были использованы для климатического анализа. Три из них расположены в Чуйской долине: Чуйская – 0,60 км, ось долины и ее нижняя северная зона; Бишкек – 0,76 км, подгорная равнина и Токмак – 0,82 км, ось долины и ее восточная зона. Склон Киргизского хребта освещался четырьмя станциями: Юрьевка – 1,03 км, подножье; Байтык – 1,58 км низкогорная зона; Альплагерь – 2,13 км среднегорная зона и Тюя-Ашу юж. – 3,23 км, высокогорная зона (станция находится ниже гребня хребта примерно на 500 м на его южном склоне). При этом наиболее длительный период работы имеют станции Токмак (81 год, 1929/32–2009 гг.), Бишкек (82 года, 1928–2009 гг.) и Байтык (96 лет, 1914–2009 гг.). Результаты и выводы по этим станциям являются наиболее полными и достоверными. Длительность наблюдений на остальных метеостанциях была значительно меньше – 32–53 года, но их данные также охватывают период по 2009 г. и поэтому являются важным дополнительным материалом для характеристики изменения температуры и осадков в последние десятилетия, особенно для склоновой части Киргизского хребта. Надо только постоянно помнить, что их результаты по этой причине показательны лишь для конкретного времени работы станций и не могут быть распространены на весь 81–96-летний период, освещаемый длиннорядными метеостанциями Токмак, Бишкек и Байтык. Для краткости будем условно обозначать в тексте этот период 80-летним, считая его началом 1930 год.

8.2 Изменения средних температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.

1. Основные тенденции изменения средних температур – тренды временных рядов. Средние годовые и средние месячные значения температуры, рассчитанные по станциям за каждый отдельный год, есть одни из основных характеристик условий

этого года. По их значениям можно наглядно проследить динамику временных температурных изменений от начального периода наблюдений к последующим. В таблице 8.1 приведены характеристики основных временных тенденций (линейных трендов) изменения средних для года и центральных месяцев сезонов (январь, апрель, июль и октябрь) температур воздуха по 7 станциям за период их работы по 2009 г. В ней даны уравнения линейных трендов, коэффициенты детерминации (достоверности) трендов R^2 , которые изменяются в пределах от 0 до 1, угловые коэффициенты трендов (b_1 , °C/10 лет), увеличенные в 10 раз для удобства восприятия скорости изменения температуры и рассчитанные по трендам ее изменения $\Delta T^\circ\text{C}$ за период работы станции. Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ (соответствующей риску ошибки в 5 %). Если в любое из этих уравнений тренда подставить вместо x номер года (например, $x=2009$), то получим *трендовую оценку* для соответствующего года или месяца года среднего значения температуры. Последний член уравнений трендов со знаком \pm есть стандартная ошибка этого уравнения, характеризующая его точность.

На рисунке 8.2 в качестве примера показан временной ход средних годовых температур с нанесенными графиками линейных трендов по станциям Бишкек, Юрьевка, Байтык и Тюя-Ашу юж. за период их работы, наглядно характеризующий возможности выявления основной тенденции в изменении температуры с помощью метода линейных трендов. Наблюдаемые значения температур по годам (точки на графиках) имеют значительный случайный разброс, но все же, можно выделить основную закономерность ее изменений – линейное повышение температуры от начала к концу периода наблюдений или тренд. Главной числовой характеристикой тренда является его угловой коэффициент b_1 , стоящий перед x в уравнениях таблицы 8.1 и характеризующий среднюю за период наблюдений скорость изменения температуры в °C/за 1 год (знак «+» у углового коэффициента b_1 , указывает, что температура повышалась, а «–» – понижалась). На графиках рисунка 8.2 значение b_1 определяет угол наклона линии тренда к оси времени – чем больше b_1 , тем больше угол и тем лучше выражен тренд. Положительным b_1 соответствует линия тренда, идущая вверх, а отрицательным – вниз.

Следует подчеркнуть, что статистическая значимость тренда, оцениваемая в работе по F-критерию на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ (степень риска ошибки 0,05), зависит одновременно как от длительности наблюдений (чем она больше, тем надежнее выделяется тренд), так и геометрии поля разброса опытных точек (чем уже полоса разброса и чем больше ее наклон к горизонтальной оси, тем лучше выражен тренд). Поэтому более высокое значение b_1 , но рассчитанное по короткому ряду, может оказаться незначимым, тогда как более низкое b_1 , но найденное по длинному ряду – значимым. Это не должно вводить читателя в заблуждение, когда он встретится с такой ситуацией в тексте.

Чуйская долина. В Чуйской долине за 80-летний период 1930–2009 гг. (таблица 8.1) на МС Бишкек средние годовые температуры росли со скоростью 0,24 °C/10 лет, а на МС Токмак – 0,29 °C/10 лет и этот рост был статистически значим ($p=0,95$). Скорость роста годовых температур в Чуйской за последние 38 лет была также статистически значима, но более высокая – 0,49 °C/10 лет. В результате, за период наблюдений станций годовые температуры выросли на них так: Чуйская – на 1,8 °C, Бишкеке – на 2,0 °C и Токмак – на 2,3 °C.

По сезонам такой однозначности нет. Кроме того, тренды во все сезоны были статистически значимы только на МС Токмак, что говорит об особой устойчивости процесса потепления на этой станции в поле средних температур воздуха.

Зимой (январь) наблюдалась наибольшая по сезонам и статистически значимая скорость роста, равная на МС Бишкек и МС Токмак 0,49 и 0,36 °C/10 лет. В Чуйской тренд

Таблица 8.1 – Характеристики линейных трендов средних годовых температур и средних температур центральных месяцев сезонов (y – температура $^{\circ}\text{C}$, x – год (например, 2009 г.))

Сезон года	Коэффициент детерминации, R^2	Уравнение тренда	Угловой коэффициент тренда, b , $^{\circ}\text{C}/10$ лет	Значение $\Delta T^{\circ}\text{C}$ за период наблюдений
МС Чуйская (0,60 км, 1972 – 2009 гг., 38 лет) – ось долины, ее северная зона				
Год	0,381	$y = 0,0486x - 86,735 \pm 0,68$	0,49	1,80
Январь	0,013	$y = 0,0345x - 74,926 \pm 3,35$	0,34	1,28
Апрель	0,003	$y = -0,0089x + 30,030 \pm 1,74$	-0,09	-0,33
Июль	0,006	$y = 0,0087x + 7,361 \pm 1,26$	0,09	0,32
Октябрь	0,121	$y = 0,0510x - 91,726 \pm 1,51$	0,51	1,89
МС Токмак (0,82 км, 1929 – 2009 гг., 81 год) – восточная зона долины				
Год	0,440	$y = 0,0288x - 46,333 \pm 0,74$	0,29	2,25
Январь	0,067	$y = 0,0363x - 75,064 \pm 3,09$	0,36	2,83
Апрель	0,056	$y = 0,0183x - 24,045 \pm 1,71$	0,18	1,43
Июль	0,055	$y = 0,0126x - 1,095 \pm 1,20$	0,13	0,98
Октябрь	0,080	$y = 0,0218x - 32,873 \pm 1,68$	0,22	1,70
МС Бишкек (0,76 км, 1928 – 2009 гг., 82 года) – подгорная равнина				
Год	0,308	$y = 0,0242x - 36,950 \pm 0,87$	0,24	1,99
Январь	0,139	$y = 0,0490x - 100,012 \pm 2,92$	0,49	4,02
Апрель	0,013	$y = 0,0084x - 4,555 \pm 1,77$	0,08	0,69
Июль	0,001	$y = 0,0014x + 21,767 \pm 1,37$	0,01	0,12
Октябрь	0,039	$y = 0,0154x - 19,227 \pm 1,84$	0,15	1,26
МС Юрьевка (1,03 км, 1957 – 2009 гг., 53 года) – подножье хребта				
Год	0,189	$y = 0,0207x - 30,881 \pm 0,66$	0,21	1,05
Январь	<0,001	$y = -0,0016x - 0,218 \pm 2,76$	-0,02	-0,08
Апрель	0,028	$y = 0,0182x - 25,026 \pm 1,64$	0,18	0,93
Июль	0,018	$y = 0,0098x + 3,858 \pm 1,13$	0,10	0,50
Октябрь	0,051	$y = 0,0253x - 40,402 \pm 1,67$	0,25	1,29
МС Байтык (1,58 км, 1914 – 2009 гг., 96 лет) – низкогорная зона				
Год	0,044	$y = 0,0080x - 9,004 \pm 0,90$	0,05	0,52
Январь	0,001	$y = 0,0041x - 12,888 \pm 2,50$	0,03	0,27
Апрель	0,024	$y = 0,0136x - 19,904 \pm 1,91$	0,11	1,02
Июль	0,009	$y = 0,0081x + 2,539 \pm 1,60$	0,05	0,44
Октябрь	0,007	$y = -0,0025x + 11,574 \pm 1,86$	-0,05	-0,51
МС Альплагерь (2,13 км, 1978 – 2009 гг., 32 года) – среднегорная зона				
Год	0,056	$y = 0,0143x - 25,585 \pm 0,54$	0,14	0,44
Январь	0,048	$y = -0,0503x + 92,498 \pm 2,08$	-0,50	-1,56
Апрель	0,002	$y = 0,0092x - 14,826 \pm 1,86$	0,09	0,28
Июль	0,121	$y = -0,0298x + 72,650 \pm 0,74$	-0,30	-0,92
Октябрь	0,014	$y = 0,0226x - 41,900 \pm 1,73$	0,23	0,70
МС Тюя-Ашу юж. (3,23 км, 1958 – 2009 гг., 52 года) – высокогорная зона				
Год	0,095	$y = 0,0127x - 28,852 \pm 0,56$	0,13	0,58
Январь	<0,001	$y = -0,0026x - 9,424 \pm 1,93$	-0,03	-0,12
Апрель	0,006	$y = -0,0090x + 14,075 \pm 1,61$	-0,09	-0,41
Июль	0,016	$y = 0,0102x - 13,298 \pm 1,16$	0,10	0,47
Октябрь	0,079	$y = 0,0329x - 68,324 \pm 1,60$	0,33	1,51

так же значителен – $0,34\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Его формальная незначимость объясняется относительно малым периодом наблюдений на станции – 38 лет (осенью в октябре здесь была еще более высокая и статистически значимая скорость роста $0,51\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$).

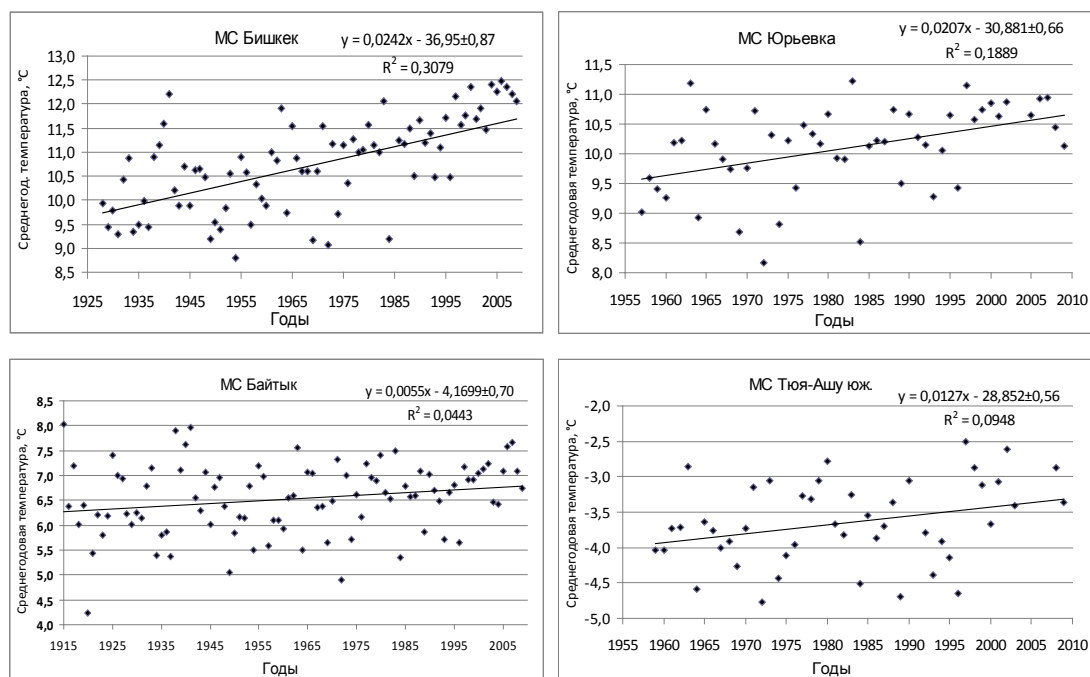


Рисунок 8.2 – Временной ход средних годовых температур (точки) с линиями и уравнениями линейных трендов по метеостанциям

Весной (апрель) в Бишкеке b_1 уменьшается по сравнению с январем в 6 раз ($b_1 = 0,08\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), в Токмаке в два раза ($b_1 = 0,18\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), а в Чуйской наблюдался даже слабо отрицательный тренд ($b_1 = -0,09\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). При этом, как уже отмечалось, только в Токмаке тренд статистически значим. Все это позволяет считать, что на станции Бишкек тренд средних апрельских температур в период с 1930 по 2009 г., скорее всего, имеет чисто случайный характер, т.е. ее закономерные изменения отсутствуют или малы.

Летом (июль) в Бишкеке угловой коэффициент тренда практически равен нулю ($0,01\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), т.е. закономерных повышений температуры не наблюдалось. В Токмаке скорость роста, хотя и была самая низкая из сезонных ($0,13\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), но являлась статистически значимой, т.е. здесь рост температуры на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ носил закономерный характер.

Осенью (октябрь) скорости роста увеличиваются по всем станциям: Бишкек – $0,15\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ (статистически значима при $p=0,90$), Токмак – $0,22\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ (статистически значима), Чуйская за последние 38 лет – $0,51\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ (наибольшая по сезонам и статистически значима). Поэтому следует считать, что в октябре на всех станциях произошел сезонный переход к значительному закономерному росту средней температуры, характерному для зимнего периода.

В таблице 8.2 приведены рассчитанные по трендам значения средних температур января и июля для Бишкека по десятилетиям периода 1930–2020 гг. (2020 г. – статистический прогноз). Эти данные дают наглядную картину степени потепления климата Бишкека по данным трендовых оценок средних месячных температур. Хорошо видно, что средние температуры января достаточно быстро росли от $-5,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1930 г. до $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 2010 г., тогда как средние июля не менялись. Эту весьма показательную таблицу будем

постоянно наращивать, и приводить в последующих разделах по мере рассмотрения других температурных характеристик.

Таблица 8.2 – Рассчитанные по МС Бишкек для десятилетий трендовые оценки средних температур января и июля (°C)

Период	1930 г.	1940 г.	1950 г.	1960 г.	1970 г.	1980 г.	1990 г.	2000 г.	2010 г.	2020 г.
Январь	-5,4	-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-1,5	-1,0
Июль	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,6	24,6	24,6	24,6

Таким образом, по данным временных трендов средние годовые и средние январские (зимние) температуры закономерно и существенно росли на всех станциях Чуйской долины. Для всех сезонов года одновременно статистически значимые тренды наблюдались только на МС Токмак. На длиннорядной станции Бишкек тренды были статистически незначимы весной, летом и осенью.

Склон Киргизского хребта. Все четыре станции (таблица 8.1), расположенные на склоне хребта начиная от его подножья (Юрьевка, 1,03 км) по высокогорную зону (Тюя-Ашу юж. 3,23 км), дают существенно меньшие (в 2–4 раза) скорости роста средних годовых температур, чем долинские станции. При этом тренды для них статистически значимы только для года. Напомним, что только данные среднегорной МС Байтык являются показательными для всего 96-летнего периода наблюдений 1914–2009 гг. Эта станция надежно указывает на очень небольшую, хотя и статистически значимую, скорость потепления в поле средних годовых температур в низкогорной зоне хребта ($b_l = 0,05$ °C/10 лет), что дало за весь период значение $\Delta T = 0,5$ °C.

Одновременно, за последние 53 года наибольшая и статистически значимая для годовых температур величина $b_l = 0,21$ °C/10 лет наблюдалась в зоне подножья на МС Юрьевка (1,03 км), которая по высоте и местоположению является сопредельной с долинными метеостанциями. На остальных склоновых станциях b_l находился в пределах 0,05–0,14 °C/10 лет. В соответствии с низкими значениями b_l , трендовые оценки повышений годовых температур по всем станциям за их период наблюдений также в 2–4 раза меньше, чем для долинных станций, и составляют всего 0,5–1,1 °C.

По сезонам, в отличие от года, на всех четырех склоновых станциях, включая длиннорядную МС Байтык, наблюдались малые по абсолютной величине и статистически незначимые как положительные, так и отрицательные тренды средних месячных температур. Следовательно, скорее всего, изменения средних месячных температур на них имели чисто случайный характер. Интересно отметить, что для года, как мы видели выше, на всех станциях эта комбинация случайностей уже приобрела закономерный характер.

Таблица 8.3 – Трендовые оценки потеплений/похолоданий (ΔT °C) по длиннорядным станциям за период их работы

Станция (z (км), период наблюдений)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км, 82 г.)	Средняя	4,0	0,7	0,1	1,3	2,0
Токмак (0,82 км, 81 г.)	Средняя	2,8	1,4	1,0	1,7	2,3
Байтык (1,58 км, 96 лет)	Средняя	0,3	1,0	0,4	-0,5	0,5

Таким образом, на склоне Киргизского хребта за истекшие 80 лет по данным временных трендов повышение средних годовых температур, хотя и носило закономерный характер, но было в 2–4 раза меньше, чем в Чуйской долине. По сезонам могло наблюдаться статистически незначимое как повышение, так и понижение температуры без какой-либо их четкой и закономерной высотной картины.

В заключение приведем таблицу 8.3, содержащую весьма показательные сравнительные данные трендовых оценок потепления/похолодания – ΔT °C по сезонам и за год в полях средних температур для длинно рядных станций Токмак, Бишкек и Байтык. В ней наглядно видны рассмотренные выше закономерности потеплений/похолоданий по станциям в поле средних температур. Эту таблицу будем наращивать, и приводить в следующих разделах по мере анализа других характеристик температуры.

2. Временная структура хода средних годовых и сезонных температур. На рисунке 8.3 показан график временного хода осредненных значений приземной температуры для земного шара и России за 1886–2008 гг., заимствованный из работы сотрудников Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН [11]. Точки на нем соответствуют ее годовым значениям, а кривая есть 11-летняя скользящая средняя, во временном ходе которой в значительной мере погашены годовые и другие высокочастотные колебания с периодом менее 11 лет, но представлены без изменений все естественные колебания, имеющие больший период. Отсечение в 11 лет (а, скажем, не в 10 лет) использовано здесь по той простой причине, что в гелиофизике установлена хорошо выраженная 11-летняя цикличность солнечной активности (чисел Вольфа). Поэтому, если бы в рядах температуры присутствовали 11-летние циклы, связанные с этой активностью, то они бы обязательно проявились в ходе 11-летних скользящих средних. Как хорошо видно из графиков на рисунке 8.2, такой периодичности в них нет. Ведущиеся уже много десятилетий поиски 11-летней цикличности в погодных процессах, пока успеха не принесли. Однако всегда имеет смысл «подстраховаться» в этом плане, и использовать именно 11-летнее отсечение, тем более что выбор любого другого не имеет каких-либо теоретических предпочтений, кроме разумного его соотношения с длительностью исходных рядов и целью поставленной задачи.

На нижнем графике рисунка 8.3 хорошо видно, что с 1910 по 1940 г. произошло потепление климата Земли примерно на 0,4–0,5 °C, известное в литературе как потепление Арктики. Потепление так названо потому, что в самих арктических районах оно было на порядок больше, достигая нескольких градусов, тогда как в средних и южных широтах проявлялось более слабо. С 1940 по 1975 г. на Земле шло очень слабое похолодание, примерно на 0,1 °C, которое затем сменилось непрерывным потеплением, продолжающимся по настоящее время и достигшим 0,75 °C по отношению к 1910 г.

Для территории России (верхний график) 11-летняя кривая имеет тот же характер, но колебания на ней выражены гораздо сильнее, что объясняется меньшим масштабом территории, т.е. меньшим по площади осреднения температуры.

Как уже отмечалось, естественно ожидать, что потепление климата в различных регионах Кыргызстана есть «отклик» (следствие) на происходящее глобальное потепление Земли, а не вызвано каким-то чисто местными причинами. Однако этот отклик, как правило, будет совпадать с ходом глобального потепления на каждой метеостанции региона только в самых общих чертах, например, в общем колебательном характере повышения температуры. Но на отдельных, даже рядом расположенных станциях, можно увидеть в деталях совсем другие, присущие только этим станциям, «т.е. сугубо индивидуальные» картины колебаний температуры. По разным станциям эти колебания могут различаться: 1) по времени их наступления и окончания, т.е. по границам фаз, 2) по знаку фаз, когда на одной станции идет потепление, а на другой похолодание, 3) по амплитуде фаз, т.е. размаху колебаний температуры.

На рисунке 8.4 показан временной ход средней годовой температуры по трем длиннорядным станциям Бишкек (1928–2009 гг.), Токмак (1932–2009 гг.) и Байтык (1914–2009 гг.) с нанесенными кривыми 11-летних скользящих средних. Эти кривые короче общих рядов наблюдений (слева и справа) на 5 лет, так как при скользящем осреднении

найденные средние значения относятся к серединам 11-летних интервалов. Поэтому каждая точка на кривой соответствует средней температуре за 11 лет, а по времени – середине 11-летнего интервала. В результате, например, окончание всех кривых приходится не на 2009, а на 2004 год.

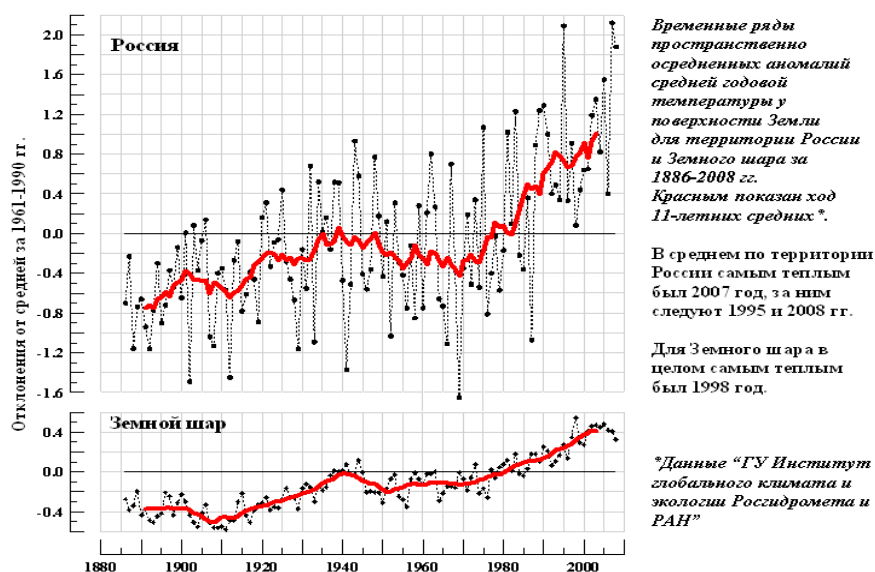


Рисунок 8.3 – Изменения пространственно осредненной поверхностной температуры для территории России и Земного шара по [11]

Хорошо видно, что кривые имеют сложный колебательный характер, различный в деталях по всем трем станциям, характеризую происходившие реальные фазы повышения и понижения средней годовой температуры в разные интервалы периода наблюдений на станциях. Общим для всех кривых является только то, что наблюдается закономерное колебательное повышение средней годовой температуры от начала к концам кривых, различное на разных станциях. Эта основная тенденция (тренды) была выявлена и исследована нами выше. Кривые отражают случайную картину режима формирования средних годовых температур на станциях в ближайшем прошлом и которая, по причине своей случайности, не повторится в точности в будущем. Это делает невозможным использование таких кривых для прогноза будущего климата, однако позволяет точно видеть его историю, т. е. «как это было в прошлом на самом деле».

Здесь следует особо подчеркнуть, что при чисто визуальном анализе подобных рисунков надо обязательно учитывать масштаб вертикальной оси температуры, который различен на графиках. Иначе это может привести к искажениям истинных масштабов колебаний температуры. В приводимых ниже таблицах 8.4, 8.5 и аналогичных им, где даются амплитуды колебаний температуры, все это учтено автоматически.

В таблице 8.4 представлены результаты обработки рисунка 8.4 с выделением наблюдавшихся фаз потеплений, похолоданий или примерно ровного хода температуры. Кривые были представлены линейными отрезками, проведенными по точкам их резкого излома (линейно-кусочная аппроксимация) и для каждого такого отрезка даны годы его начала-конца (границы фаз) и величина фазового изменения температуры ΔT – со знаком «+» (опущен) – потепление, со знаком «-» – похолодание. Сумма потеплений-похолоданий даст итоговое изменение температуры, близкое к рассмотренным выше трендовым оценкам ΔT . Например, по таблице 8.3 для Бишкека имеем $\Delta T=2,0$ °C, а по таблице 8.4 – $\Delta T=2,1$ °C.

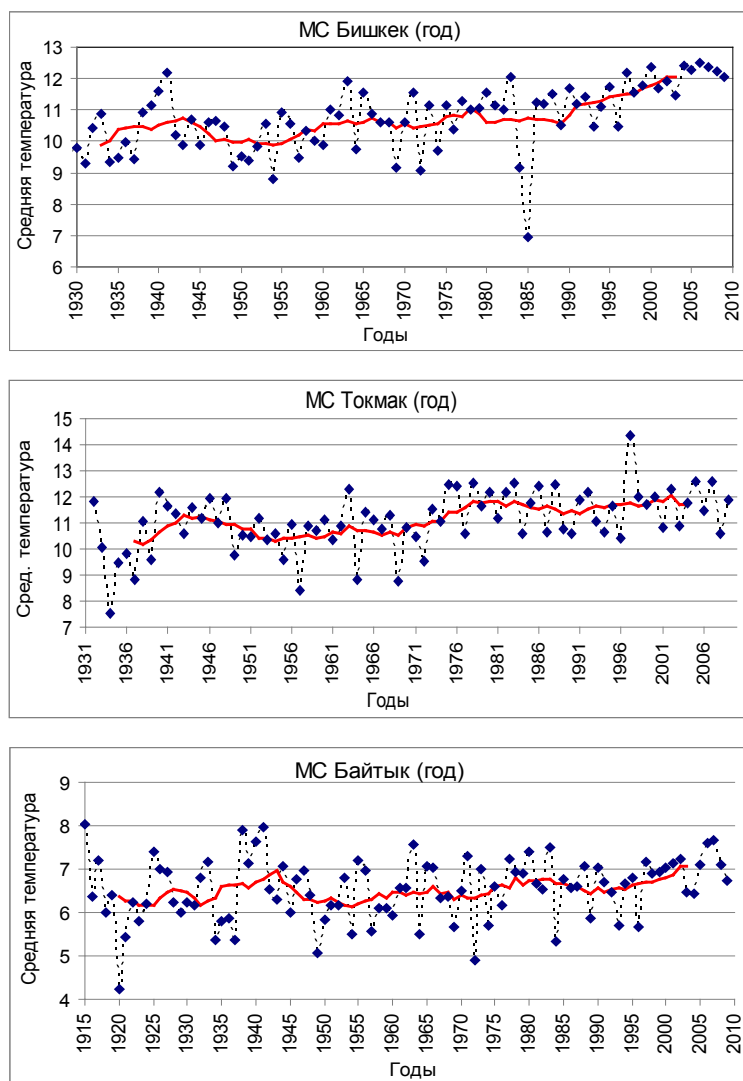


Рисунок 8.4 – Временной ход средних годовых температур (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанциям Бишкек, Токмак и Байтык за период их наблюдений

Данные таблицы 8.4 показывают, что на разных станциях не совпадали: число фаз, границы фаз (периоды потеплений/похолоданий) и величина, а в ряде случаев, и знак фазовых колебаний. Так, например, по Бишкеку выделяется 8 фаз, тогда как по Токмаку только 6, по Байтыку тоже 6, хотя эта станция имеет более длинный ряд наблюдений. (Напомним, что на аналогичных глобальных для Земли кривых на рисунке 8.3 прослеживается всего три фазы.) Если фаза наиболее сильного потепления в Бишкеке ($\Delta T = 1,4^{\circ}\text{C}$) наблюдалась в 1989–2004 гг., то в Токмаке аналогичное потепление было в 1969–1978 гг., а на Байтыке фазы с таким сильным потеплением вообще не было. Показательно, что после 1991 г. на двух долинных станциях степень потепления сильно отличалась – на МС Бишкек оно составляло $1,4^{\circ}\text{C}$, а на МС Токмак только $0,4^{\circ}\text{C}$.

Справедливости ради отметим и имеющиеся совпадения. Например, в 1943–1947 гг. в Бишкеке наблюдалась очень короткая фаза сильного похолодания ($\Delta T = -0,8^{\circ}\text{C}$) с последующим практически ровным ходом в 1947–1955 гг. ($\Delta T = -0,1^{\circ}\text{C}$). В Токмаке и Байтыке это похолодание ($\Delta T = -0,9^{\circ}\text{C}$) было более длинным, заняв 1943–1954 гг. Рас-

смотренные так подробно примеры позволяют читателю без труда при необходимости самостоятельно выполнять в дальнейшем детальный анализ хода 11-летних средних, который ниже будет излагаться только в самых главных чертах.

Таблица 8.4 – Временные изменения средней годовой температуры (°C) на трех длиннорядных метеостанциях по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

МС Бишкек – год (0,76 км, 1933–2004 гг.)								
Годы	1933–1943	1943–1947	1947–1955	1955–1960	1960–1970	1970–1979	1979–1989	1989–2004
ΔT, °C	0,9	-0,8	-0,1	0,7	-0,1	0,5	-0,4	1,4
МС Токмак – год (0,82 км, 1937–2004 гг.)								
Годы	1937–1943	1943–1954	1954–1969	1969–1978	1978–1991	1991–2004		
ΔT, °C	1,0	-0,9	0,1	1,4	-0,6	0,4		
МС Байтык – год (1,58 км, 1920–2004 гг.)								
Годы	1920–1926	1926–1943	1943–1954	1954–1978	1978–1989	1989–2004		
ΔT, °C	-0,2	0,8	-0,9	0,5	-0,2	0,7		

Можно было ожидать, что по сезонам картина изменения температуры по 11-летним кривым будет выглядеть сложнее годовой. Это хорошо видно на рисунке 8.5, где в качестве иллюстрации показан для Бишкека за период 1928–2009 гг. временной ход, с графиками 11-летних скользящих средних, средней температуры для четырех центральных месяцев сезонов. В таблице 8.5 приведены результаты обработки этих графиков по схеме таблицы 8.4. Так, в январе в Бишкеке, колеблемость 11-летней кривой оказалась самой большой из сезонных с общим размахом от -7 до -1,5 °C, тогда как для года размах был только от 9,9 до 12,1 °C. Наименьший размах кривой наблюдается летом, от 24 до 25,4 °C.

Таблица 8.5 – Временные изменения средней температуры (°C) центральных месяцев сезонов на МС Бишкек по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

Январь	Годы	1933–1943	1943–1955	1955–1963	1963–1974	1974–1983	1986–1994	1994–2002
	ΔT, °C	4,2	-0,9	2,0	-2,9	2,4	-0,9	1,6
Апрель	Годы	1933–1942	1942–1953	1953–1978	1978–1989	1989–2002		
	ΔT, °C	0,2	-1,3	2,0	-1,9	1,7		
Июль	Годы	1933–1950	1950–1967	1967–1979	1979–1984	1984–1994	1994–2004	
	ΔT, °C	-1,3	-0,1	1,3	-0,9	0,9	-0,2	
Октябрь	Годы	1933–1941	1941–1954	1954–1965	1965–1975	1975	1982–1990	1990–2001
	ΔT, °C	1,6	-1,6	0,0	1,1	-1,1	0,2	2,0

Различным по сезонам оказалось и число фаз – 7 для зимы, 5 для весны, 6 для лета и 7 для осени. Точно так же по сезонам не совпадают фазы по всем своим элементам – началу-концу, амплитуде колебаний температуры и, возможно, даже знаку. При этом амплитуда колебаний средних месячных температур в фазах зимой и весной в два-три раза больше, чем в фазах для года. Например, в январе она достигала 4,2 °C, а максимальная годовая

равна 1,4 °С. Кроме того, в январе, апреле и октябре в последние два – три года на 11-летних кривых отчетливо наметилась тенденция к похолоданию, чего нет на кривой для года.

Все это свидетельствует о весьма сложной картине современного потепления и изменения региональных климатов, которую ни в коей мере нельзя понимать упрощенно как равномерное, одинаковое по сезонам повышение средней температуры. Она многократно сложнее и эта сложность, как увидим далее, выражается не только в различных сезонных изменениях температуры, но и различных ее изменениях по времени суток (ночных и дневных температурах), асимметрии по сезонам изменений anomalно теплых и anomalно холодных погод. Удивительно, но детальная структура изменений температуры и осадков (см. раздел 9) может не совпадать даже на близлежащих станциях, удаленных друг от друга всего на 10–30 км, хотя, казалось бы, она определяется одними и теми же синпроцессами. Поэтому изменение местного климата – есть наряду с глобальным и *сугубо индивидуальный процесс*.

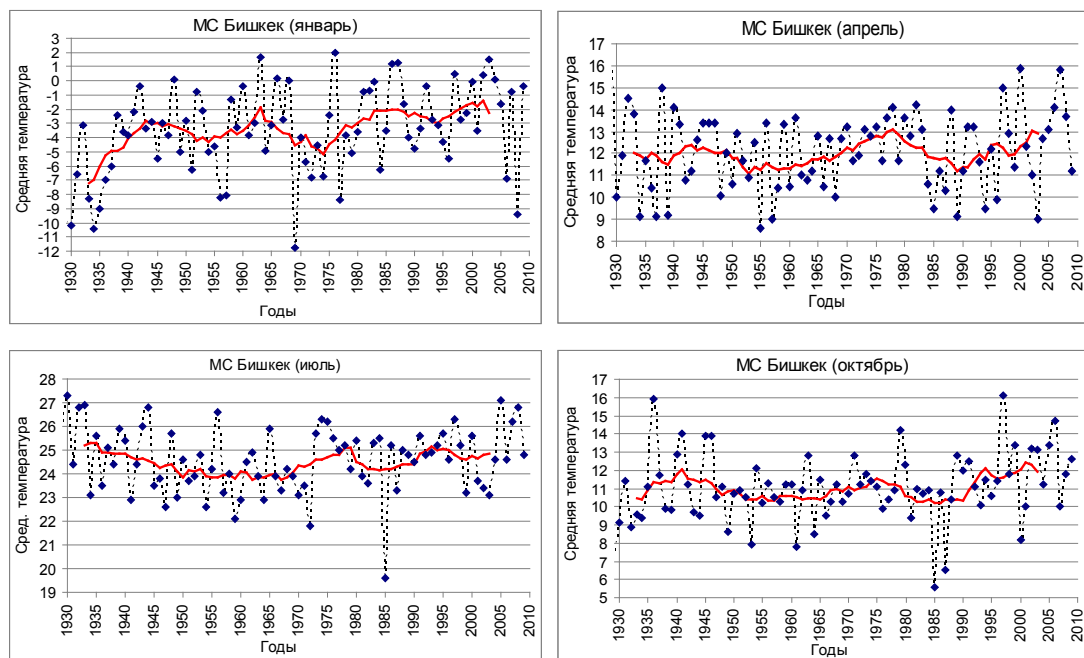


Рисунок 8.5 – Временной ход средних месячных температур (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанции Бишкек для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября

3. Нормы средних годовых и сезонных температур и их СКО в последовательные периоды 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. Нормы средних годовых и сезонных температур (даны нормы для центральных месяцев сезонов) и их средние квадратические отклонения (СКО) в три последовательных периода 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. являются *прямым следствием* рассмотренных временных изменений температуры. Эти нормы и СКО приведены в таблице 8.6 для трех длиннорядных станций – Токмак, Бишкек и Байтык, где также даны значения этих характеристик и для всего периода их работы. Кроме того, в ней приведены заключения о статистической значимости/незначимости различий значений норм и СКО (дисперсий) между начальным (1931–1960 гг.) /конечным (1991–2009 гг.) периодами и базовым периодом (1961–1990 гг.), полученным соответственно по t и F -критериям на уровне доверительной вероятности $p=0,95$.

Видно, что *годовые* нормы температуры на всех трех станциях последовательно (монотонно) росли от периода к периоду. Так, на МС Бишкек нормы начальных 1931–1960 гг., базовых 1961–1990 гг. и последующих 1991–2009 гг. были соответственно равны 10,2, 10,7 и 11,7 °С, так что общее потепление в «нормах» было существенным и составило 1,6 °С. При этом их рост от первого ко второму и от второго к третьему периоду был статистически значим. В Токмаке общий рост норм (9,7, 10,6 и 11,3 °С) также был равен 1,6 °С, со статистически значимыми переходами между периодами. Но на низкогорной станции Байтык годовая норма росла очень слабо (6,4, 6,6 и 6,8 °С), так что общее ее увеличение составило только 0,4 °С, а переходы между периодами были статистически незначимыми.

Изменение *годовых* значений СКО по трем периодам для Бишкека (0,77, 1,06 и 0,61 °С) и Токмака (0,78, 0,85 и 0,57 °С) носило качественно схожий по обоим станциям колебательный характер – сначала рост, а затем понижение. В Байтыке, напротив, наблюдался монотонный, но слабый по периодам рост СКО (6,42, 6,58 и 6,82 °С).

Для центральных месяцев сезонов изменение норм температуры по трем периодам в ряде случаев было не монотонным, что могло давать их общий рост, близкий к нулю.

Зимой (январь) на МС Бишкек рост норм был монотонным, самым высоким по сезонам и составил в целом 2,0 °С (–4,3, –3,2 и –2,4 °С). В Токмаке увеличение норм по периодам (–4,3, –3,3 и –2,8 °С) также было монотонным и составляло 1,5 °С, а на низкогорной МС Байтык их изменения носили колебательный характер с отсутствием общего роста (–4,6, –4,9 и –4,6 °С). Январские СКО, вследствие значительных колебаний зимних температур от года к году, являются на всех станциях самыми высокими по сезонам (общий диапазон 1,88–3,40 °С), и в 3–5 раз больше годовых СКО. Эта особенность режима зимних СКО, как увидим далее, наблюдается для всех характеристик температуры.

Таблица 8.6 – Нормы средних температур и их СКО для трех последовательных периодов и за период наблюдений в целом по трем длиннорядным станциям

Станция (высота)	Период на- блюдений, годы	$T_{\text{сред}}, ^\circ\text{C}$	СКО, °С	Значимость различий средних	Значимость различий дис- персий
1	2	3	4	5	6
Год					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	10,72	1,04		
	1931–1960	10,19	0,77	Значимо	Значимо
	1961–1990	10,71	1,06		
	1991–2009	11,74	0,61	Значимо	Значимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	10,43	0,98		
	1932–1960	9,71	0,78	Значимо	Незначимо
	1961–1990	10,55	0,85		
	1991–2009	11,33	0,57	Значимо	Значимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	6,54	0,71		
	1931–1960	6,42	0,75	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	6,58	0,66		
	1991–2009	6,82	0,52	Незначимо	Незначимо
Январь (зима)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	-3,61	3,13		
	1931–1960	-4,31	2,76	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-3,19	3,18		
	1991–2009	-2,35	2,78	Незначимо	Незначимо

Продолжение таблицы 8.6					
1	2	3	4	5	6
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	-3,54	3,17		
	1932–1960	-4,30	3,14	Незначимо	Значимо
	1961–1990	-3,29	3,40		
	1991–2009	-2,77	2,72	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	-4,81	2,48		
	1931–1960	-4,62	1,88	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-4,91	2,71		
	1991–2009	-4,63	2,49	Незначимо	Незначимо
Апрель (весна)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	12,06	1,77		
	1931–1960	11,76	1,81	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	12,06	1,43		
	1991–2009	12,51	1,95	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	12,07	1,75		
	1932–1960	11,48	1,82	Значимо	Значимо
	1961–1990	12,30	1,43		
	1991–2009	12,61	1,93	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	6,84	1,94		
	1931–1960	6,20	2,27	Значимо	Незначимо
	1961–1990	7,18	1,42		
	1991–2009	7,43	1,86	Незначимо	Незначимо
Июль (лето)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	24,57	1,36		
	1931–1960	24,41	1,40	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	24,33	1,39		
	1991–2009	25,02	1,15	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	23,78	1,22		
	1932–1960	23,41	1,23	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	23,96	1,20		
	1991–2009	24,07	1,16	Незначимо	Значимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	18,35	1,60		
	1931–1960	18,18	1,59	Значимо	Незначимо
	1961–1990	18,46	1,20		
	1991–2009	18,30	1,40	Незначимо	Незначимо
Октябрь (осень)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	11,01	1,86		
	1931–1960	10,99	1,75	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	10,65	1,80		
	1991–2009	11,93	1,85	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	10,04	1,74		
	1932–1960	9,62	1,64	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	9,84	1,62		
	1991–2009	11,01	1,79	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	6,65	1,86		
	1931–1960	6,96	1,99	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	6,10	1,65		
	1991–2009	7,03	2,19	Значимо	Незначимо

Все это говорит о том, что в поле норм *средних температур* в последние 80 лет наиболее высокое потепление наблюдалось в зимний период года. Одновременно имела место наиболее высокая случайная колеблемость зимних температур от года к году.

Весной (апрель) в Бишкеке нормы температур по периодам увеличились только на 0,8 °С (11,8, 12,1 и 12,5 °С), тогда как в Токмаке их рост был более высоким, на 1,1 °С (11,5, 12,3 и 12,6 °С). На низкогорной МС Байтык рост апрельских норм был самым высоким из сезонных на этой станции – на 1,2 °С (6,2, 7,2 и 7,4 °С). Апрельские СКО на всех станциях значительно ниже зимних (диапазон 1,42–2,27 °С), что говорит об уменьшении от зимы к лету междугодовой изменчивости средних месячных температур.

Летом (июль) повышение норм средних температур от первого периода к последнему для Бишкека носило слабо колебательный характер (24,4, 24,3 и 25,0 °С) и явилось самым низким по сезонам, всего на 0,6 °С. В Токмаке нормы повышались монотонно, но также мало, на 0,7 °С, а на низкогорной МС Байтык ее изменение носило колебательный характер (18,2, 18,5 и 18,3 °С), давший в итоге слабое похолодание на –0,1 °С. Значения СКО в июле по всем станциям были минимальными в году, имея диапазон 1,15–1,40 °С. Эта закономерность режима летних СКО, как увидим далее, характерна и для всех остальных температур.

Все это говорит как о малом повышении норм *средних июльских* температур по сравнению с другими сезонами, так и их слабой колеблемости от года к году, т.е. наблюдавшимся малым изменением (сохранением) их режима от 1930 к 2009 г.

Осенью (октябрь) в Бишкеке изменение норм температуры по периодам носило колебательный характер, давший общее повышение на 0,9 °С (11,0, 10,7 и 11,9 °С). В Токмаке их рост был монотонным (9,6, 9,8 и 11,0 °С) и составил 1,4 °С, а в Байтыке, как и в Бишкеке, наблюдалось колебание норм по периодам (7,0, 6,1 и 7,0 °С), что в итоге привело к отсутствию их общего повышения на станции. Значения СКО осенью по станциям находились в пределах 1,65–2,19 °С, т.е. стали заметно выше летних, но примерно такими же, как и весной. Эта закономерность режима осенних СКО – переход от малой летней изменчивости к большой зимней – прослеживается так же, как будет показано ниже, во всех других температурных характеристиках.

В целом в октябре в *поле норм средних температур* хорошо прослеживается переход от наиболее слабых (или отсутствующих) летних к наиболее сильным зимним условиям потепления.

В заключение приведем таблицу 8.7, содержащую нормы средних температур (°С) для года и центральных месяцев сезонов по трем станциям, полученные за последний 19-летний период 1991–2009 гг. (современный климат). Эту таблицу будем, постоянно наращивая, приводить в последующих разделах по мере рассмотрения других температурных характеристик.

Таблица 8.7 – Оценки норм (°С) средних температур по длиннорядным станциям, рассчитанные за 1991–2009 гг. (современный климат)

Станция (высота)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км)	Средняя	–2,4	12,5	25,0	11,9	11,4
Токмак (0,82 км)	Средняя	–2,8	12,6	24,1	11,0	11,3
Байтык (1,58 км)	Средняя	–4,6	7,4	18,3	7,0	6,8

Данные таблицы 8.7 наглядно характеризуют в полях средних температур воздуха современный и ближайший будущий климат Чуйской долины. Скорее всего, эти оценки норм существенно не изменятся по сравнению с их значениями, которые будут получены в будущем по полному тридцатилетию 1991–2020 гг.

8.3 Изменения средних минимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.

Средние минимальные температуры для каждого месяца года находятся на метеостанциях путем осреднения измеренных значений минимальных температур за каждые сутки. Как уже отмечалось, они наглядно характеризуют *средние температурные условия ночей* (точнее – времени конца ночи и раннего утра) заданного месяца, что весьма важно для анализа и описания климата. Например, в условиях жаркого лета, характерного для Чуйской долины, повышение средних минимальных температур летних месяцев будет означать ухудшение комфортности климата лета, так как исчезнут (или ослабнут) благоприятные освежающие состояния погоды в ночные и ранние утренние часы. Напротив, их повышение в холодное время года, несомненно, повысит комфортность климата, так как ночи станут теплее.

Далее будем использовать термины «средние минимальные температуры» и «средние ночные температуры» как полностью аналогичные.

1. Основные тенденции изменения средних минимальных температур – тренды временных рядов. Характеристики трендов временных рядов средних минимальных (средних ночных) температур по 7 станциям Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта приведены в таблице 8.8. В ней использованы те же обозначения, что и в таблице 8.1, поэтому статистические пояснения характеристик здесь опущены. Жирным шрифтом в таблице выделены статистически значимые тренды ($p=0,95$). В качестве иллюстрации на рисунке 8.6 показан временной ход средних минимальных температур за 1928–2009 гг. с графиками линейных трендов для станции Бишкек для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября.

Как уже отмечалось, самые длительные наблюдения за минимальными температурами имеют станции Токмак (81 год), Бишкек (82 года) и Байтык (96 лет), результаты и выводы по которым являются наиболее полными и достоверными.

Чуйская долина. В Чуйской долине (таблица 8.8) в 80-летний период 1930–2009 гг. средние минимальные температуры в целом для года росли со скоростями, равными $0,29\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ (Бишкек) и $0,30\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ (Токмак), т.е. примерно такими же, как и для средних температур. Во всех случаях этот рост был статистически значим ($p=0,95$). На МС Чуйской за последние 38 лет скорость была несколько больше, $0,44\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. В результате, за период наблюдений годовые средние минимальные температуры выросли на них так: Чуйская на $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, Бишкеке – $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и Токмак – $2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. По сезонам, как и для средних температур, такой однозначности нет. Для средних ночных температур во все сезоны тренды, точно так же, были статистически значимы только на МС Токмак, и то при условии, что осенний тренд был значимым лишь при $p=0,90$ (а не $p=0,95$). Это свидетельствует об уже отмеченной в разделе 8.2 особой устойчивости процесса потепления на этой станции в полях средних, а теперь и средних минимальных температур воздуха.

Зимой (январь) за 80-летний период на МС Бишкек и МС Токмак наблюдалась наибольшая по сезонам и статистически значимая скорость роста средних ночных температур, соответственно равная $0,54$ и $0,41\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. В Чуйской за последние 38 лет тренд был также значителен – $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$, но уже статистически незначимым, что можно объяснить относительно малым периодом наблюдений на станции и большими случайными изменениями средней минимальной температуры от года к году. В целом картина зимнего потепления в поле средних ночных температур примерно аналогична картине потепления для средних температур воздуха.

Весной (апрель) в Бишкеке b_1 уменьшается по сравнению с январем в 4,9 раза ($b_1=0,11\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), в Токмаке в 2,4 раза ($b_1=0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), а в Чуйской за последние

38 лет, как и для средних температур, наблюдался даже слабо отрицательный тренд ($b_I = -0,08$ °C/10 лет). При этом тренд статистически значим только в Токмаке. Это говорит о том, что на станции Бишкек закономерные изменения средних минимальных апрельских температур с 1930 по 2009 г. были выражены слабо и, скорее всего, носили чисто случайный характер. Напротив, в Токмаке картина повышения этих температур закономерна и выражена достаточно хорошо. Таким образом, весенняя картина скорости роста средних ночных температур так же весьма близка к картине для средних температур.

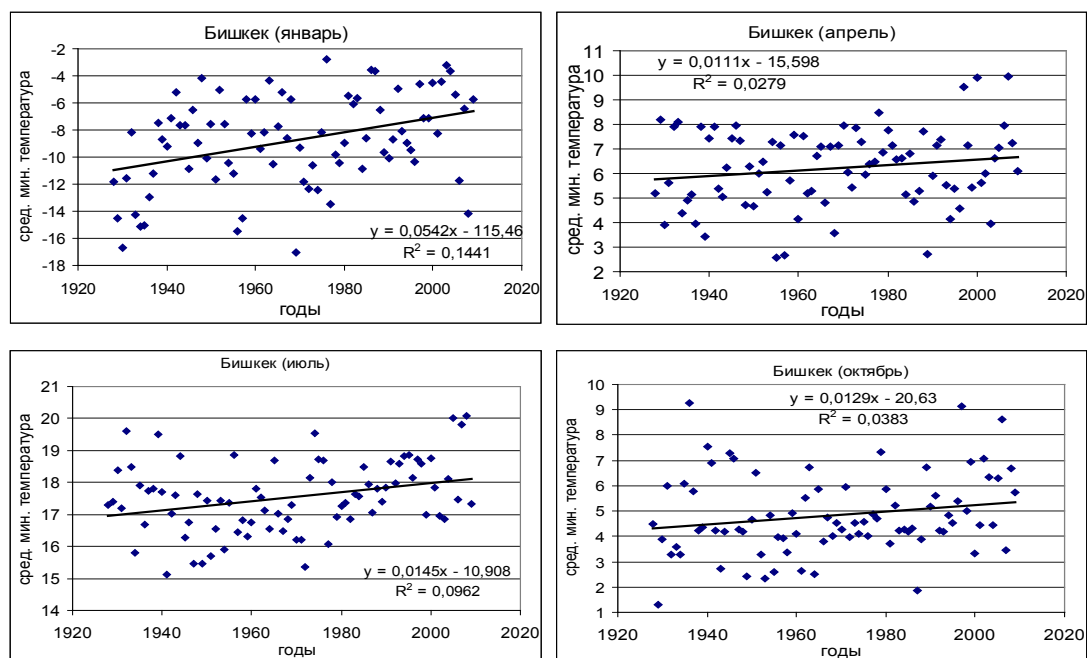


Рисунок 8.6 – Временной ход средних минимальных температур (точки) с линиями и уравнениями линейных трендов для центральных месяцев сезонов на МС Бишкек

Летом (июль), в отличие от средних температур воздуха, угловой коэффициент тренда для средних ночных температур на станции Бишкек несколько увеличивается ($0,14$ °C/10 лет) и становится значимым. В Токмаке скорость роста ($0,16$ °C/10 лет), хотя и была ниже зимней, но примерно аналогична весенней и также являлась статистически значимой. То есть на обеих станциях скорость роста ночных температур в июле была примерно одинаковой и носила закономерный характер.

На МС Чуйская за последние 38 лет скорость роста также была достаточно велика, $0,22$ °C/10 лет, хотя и статистически незначима.

Осенью (октябрь) скорости роста средних ночных температур в 80-летний период чуть уменьшились и стали незначимыми – Бишкек – $b_I = 0,13$ °C/10 лет, в Токмаке – $b_I = 0,14$ °C/10 лет. На МС Чуйской в последние 38 лет наблюдалась более высокая, хотя и незначимая скорость роста – $b_I = 0,28$ °C/10 лет. Поэтому следует считать, что в октябре на всех станциях в поле средних ночных температур наблюдался переход к наиболее значительным в году скоростям роста, характерным для зимнего периода.

В таблице 8.9 приведены рассчитанные по трендам оценки средних минимальных (средних ночных) температур в Бишкеке для января и июля по десятилетиям периода 1930–2020 гг. (2020 г. – статистический прогноз). Для сравнения в ней показаны аналогичные оценки и для средних температур. Наглядно видно, что трендовый рост средних ночных январских температур был значителен, они выросли от $-10,9$ °C в 1930 г. до $-6,5$ °C в 2010 г., тогда как рост июльских был только от $17,1$ до $18,2$ °C. Это говорит

Таблица 8.8 – Характеристики линейных трендов средних минимальных температур для года и центральных месяцев сезонов (y – температура, °С, x – год (например, 2009 г.))

Сезон года	Коэффициент детерминации, R^2	Уравнение тренда	Угловой коэффициент тренда, b , °С/10 лет	Значение ΔT °С за период наблюдений
МС Чуйская (0,60 км, 1972–2009 гг., 38 лет) – ось долины, ее северная зона				
Год	0,245	$y = 0,0443x - 84,971 \pm 0,85$	0,44	1,59
Зима	0,006	$y = 0,0277x - 67,006 \pm 4,034$	0,28	1,00
Весна	0,003	$y = -0,0083x + 22,201 \pm 1,63$	-0,08	-0,30
Лето	0,080	$y = 0,0222x - 27,932 \pm 0,82$	0,22	0,80
Осень	0,037	$y = 0,0277x - 52,431 \pm 1,53$	0,28	1,00
МС Токмак (0,82 км, 1929 – 2009 гг., 81 год) – восточная зона долины				
Год	0,478	$y = 0,0300x - 54,539 \pm 0,71$	0,30	2,31
Зима	0,071	$y = 0,0414x - 90,126 \pm 3,38$	0,41	3,19
Весна	0,059	$y = 0,0171x - 27,470 \pm 1,5432$	0,17	1,31
Лето	0,115	$y = 0,0160x - 14,574 \pm 1,00$	0,16	1,23
Осень	0,040	$y = 0,0139x - 23,161 \pm 1,53$	0,14	1,07
МС Бишкек (0,76 км, 1928 – 2009 гг., 82 года) – подгорная равнина				
Год	0,472	$y = 0,0286x - 51,581 \pm 0,73$	0,29	2,35
Зима	0,144	$y = 0,0542x - 115,461 \pm 3,16$	0,54	4,44
Весна	0,028	$y = 0,0111x - 15,598 \pm 1,57$	0,11	0,91
Лето	0,096	$y = 0,0145x - 10,908 \pm 1,06$	0,14	1,19
Осень	0,038	$y = 0,0129x - 20,630 \pm 1,55$	0,13	1,06
МС Юрьевка (1,03 км, 1957 – 2009 гг., 53 года) – подножье хребта				
Год	0,245	$y = 0,0228x - 40,583 \pm 0,61$	0,23	1,16
Зима	0,004	$y = 0,0116x - 30,941 \pm 2,81$	0,12	0,59
Весна	0,027	$y = 0,0166x - 26,931 \pm 1,51$	0,17	0,84
Лето	0,122	$y = 0,0218x - 26,846 \pm 0,90$	0,22	1,11
Осень	0,035	$y = 0,0169x - 29,059 \pm 1,36$	0,17	0,86
МС Байтык (1,58 км, 1914 – 2009 гг., 96 лет) – низкогорная зона				
Год	0,034	$y = 0,0046x - 7,053 \pm 0,68$	0,05	0,44
Зима	0,008	$y = 0,0083x - 25,524 \pm 2,58$	0,08	0,79
Весна	0,005	$y = 0,0043x - 5,929 \pm 1,67$	0,04	0,41
Лето	0,000	$y = -0,0005x + 14,042 \pm 1,18$	-0,005	-0,05
Осень	0,005	$y = -0,0041x + 10,164 \pm 1,53$	-0,04	-0,39
МС Альплагерь (2,13 км, 1978 – 2009 гг., 32 года) – среднегорная зона				
Год	0,048	$y = 0,0131x - 27,682 \pm 0,541$	0,13	0,41
Зима	0,043	$y = -0,0483x + 83,956 \pm 2,10$	-0,48	-1,50
Весна	0,005	$y = 0,0144x - 29,698 \pm 1,88$	0,14	0,45
Лето	0,168	$y = -0,0300x + 68,068 \pm 0,617$	-0,30	-0,93
Осень	0,025	$y = 0,0258x - 52,487 \pm 1,49$	0,26	0,80
МС Тюя-Ашу юж. (3,23 км, 1958 – 2009 гг., 52 года) – высокогорная зона				
Год	0,076	$y = 0,0123x - 31,642 \pm 0,60$	0,12	0,55
Зима	0,001	$y = 0,0046x - 27,453 \pm 1,95$	0,05	0,21
Весна	0,006	$y = -0,0010x + 12,142 \pm 1,79$	-0,10	-0,45
Лето	0,028	$y = 0,0110x - 18,541 \pm 0,90$	0,11	0,49
осень	0,018	$y = 0,0154x - 36,817 \pm 1,61$	0,15	0,69

о том, что температурные условия зимних ночей в Бишкеке за последние 80 лет стали существенно комфортнее, и эта комфортность, скорее всего, к 2020 году будет повышаться. Одновременно комфортность летних ночей несколько снизилась, вследствие повышения их температур на 1,1 °С.

Таблица 8.9 – Рассчитанные по МС Бишкек для десятилетий трендовые оценки средних минимальных (средних ночных) и средних температур января и июля (°С)

Год	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
Средние минимальные (средние ночные) температуры										
Январь	-10,9	-10,3	-9,8	-9,2	-8,7	-8,1	-7,6	-7,1	-6,5	-6,0
Июль	17,1	17,2	17,4	17,5	17,7	17,8	17,9	18,1	18,2	18,4
Средние температуры										
Январь	-5,4	-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-1,5	-1,0
Июль	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,6	24,6	24,6	24,6

Таким образом, за последние 80 лет в Чуйской долине по данным временных трендов средние минимальные (средние ночные) температуры как для года в целом, так и особенно для января (зима), закономерно и существенно росли на всех станциях долины.

В другие сезоны эта закономерность могла отсутствовать или быть слабо выраженной. Так же закономерно, хотя и с гораздо меньшей скоростью, чем в январе, они росли в остальные сезоны года. Это привело к существенному повышению климатической комфортности ночных зимних условий и несколько снизило комфортность летних ночей.

Склон Киргизского хребта. Из 4 склоновых станций Киргизского хребта (таблица 8.8), только станция Юрьевка (1,03 км), находящаяся в зоне подножья (т.е. сопредельно с долинными станциями), и характеризующая только последние 53 года, имеет в целом для года в поле средних минимальных температур сопоставимую с долинными и статистически значимую скорость роста, равную 0,23 °С/10 лет. Это дало потепление на ней за эти 53 года на 1,2 °С. Уже на среднегорной, и самой длиннорядной, станции Байтык (1,58 км) коэффициент тренда – $b_T=0,05$ °С/10 лет (статистически незначим), что дает значение потепления за 96 лет только на 0,4 °С. На высокогорной Тюя-Ашу юж. (3,23 км) скорость потепления больше – $b_T=0,12$ °С/10 лет, но этот тренд также статистически незначим. К сожалению, аналогично Юрьевке, эта станция характеризует скорость потепления только с 1958 г., т.е. за последние 52 года. Такой же малый ($b_T=0,13$ °С/10 лет) и статистически незначимый для года тренд, за еще более короткий срок – 32 года (с 1978 г.), показывает и среднегорная станция Альплагерь (2,13 км).

По сезонам, как и для года в целом, надежнее всего следует ориентироваться на данные среднегорной и длиннорядной МС Байтык (1914–2009 гг.). Эта станция ни в один из сезонов не дает статистически значимых скоростей потеплений в поле средних ночных температур, имея значения b_T от –0,04 до +0,08 °С/10 лет. Напомним, что примерно аналогичная картина наблюдалась на ней и в поле средних температур.

Тем не менее, наиболее заметная скорость потепления в поле средних ночных температур на Байтыке, как и на долинных станциях, отмечалась также зимой ($b_T=0,08$ °С/10 лет), а летом и осенью имеет место очень слабое похолодание ($b_T=-0,005$ °С/10 лет и $b_T=-0,04$ °С/10 лет). Если рассчитать по тренду средние ночные температуры на Байтыке для 1930, 1975 и 2020 г., то получим: январь –9,5, –9,1 и –8,8 °С; июль 13,2, 13,2 и 13,1 °С. Следовательно, в низкогорной зоне зимой ночи стали немного теплее, тогда как летом их температурный режим практически не изменился.

Интересно, что короткорядная склоновая станция Альплагерь (2,13 км) по данным наблюдений за 1978–2009 гг. дает зимой для средних ночных температур очень большую скорость похолодания с $b_T=-0,48$ °С/10 лет. Однако, вследствие малого периода

наблюдений, и их очень большой случайной межгодовой колеблемости зимой, этот тренд незначим. Большая скорость похолодания наблюдалась на станции также летом, $b_l = -0,30$ °C/10 лет, которая теперь оказалась статистически значимой. Статистически незначимые, но при этом численно хорошо выраженные скорости потепления на станции наблюдались осенью ($b_f = 0,26$ °C/10 лет) и весной ($b_v = 0,14$ °C/10 лет).

Высокогорная станция Тюя-Ашу юж. (3,23 км), по данным наблюдений за последние 52 года (1958–2009 гг.), отмечает относительно слабую скорость похолодания весной ($b_v = -0,10$ °C/10 лет) и такие же, но малые по абсолютной величине скорости потепления в другие сезоны с $b_f = 0,05$ – $0,15$ °C/10 лет. Все они, разумеется, статистически незначимы.

Таким образом, имеющиеся расчеты позволяют сделать вывод, что, скорее всего, на северном склоне Киргизского хребта статистически значимого потепления за последних 80–96-летний период с 1914 г. не происходило, о чем убедительно говорят данные МС Байтык.

В заключение приведем весьма показательные сравнительные данные трендовых значений потеплений/похолоданий – ΔT , °C по сезонам и за год в целом в полях средних минимальных и средних температур для длинно рядных станций Токмак, Бишкек и Байтык (таблица 8.10).

Таблица 8.10 – Трендовые оценки потеплений/похолоданий ΔT (°C) по длиннорядным станциям за период их работы

Станция (z (км), период наблюдений)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км, 82 г.)	Средняя	4,0	0,7	0,1	1,3	2,0
	Сред. мин.	4,4	0,9	1,2	1,1	2,4
Токмак (0,82 км, 81 г.)	Средняя	2,8	1,4	1,0	1,7	2,3
	Сред. мин.	3,2	1,3	1,2	1,1	2,3
Байтык (1,58 км, 96 лет)	Средняя	0,3	1,0	0,4	-0,5	0,5
	Сред. мин.	0,8	0,4	-0,05	-0,4	0,4

Хорошо видно, что наибольшая величина в поле средних и средних ночных температур наблюдалась в Чуйской долине зимой и составила в Бишкеке 4–4,4 °C, а в Токмаке 2,8–3,2 °C. В среднем для года это потепление на этих станциях было несколько меньше, соответственно 2,0–2,4 и 2,3 °C. Значения потеплений в июле по обеим станциям было относительно малым, не превышая 1,2 °C. Это означает, что, как уже отмечалось, значительно теплее стали зимние ночи, т.е. существенно повысилась комфортность зимних ночных условий. Одновременно немного повысились средние ночные температуры июля и, следовательно, несколько снизилась комфортность летних ночных условий.

2. Временная структура хода средних минимальных температур. На рисунке 8.7 показан временной ход средних минимальных температур для года по трем длиннорядным станциям Бишкек (1928–2009 гг.), Токмак (1932–2009 гг.) и Байтык (1914–2009 гг.) с нанесенными кривыми 11-летних скользящих средних. Хорошо видно, что, как и для средних температур, рассмотренных в разделе 8.2, кривые имеют сложный колебательный характер, различающийся в деталях по всем трем станциям. При этом кривые для долинных станций Бишкек и Токмак достаточно близки по виду, тогда как кривая для среднегорной станции Байтык имеет хорошо видимые от них отличия – она меньше колеблется и почти не повышается от начала к концу периода. Эти кривые отражают происходившие реальные повышения и понижения средних минимальных температур случайного характера на станциях в разные временные интервалы, т.е. их климатическую историю.

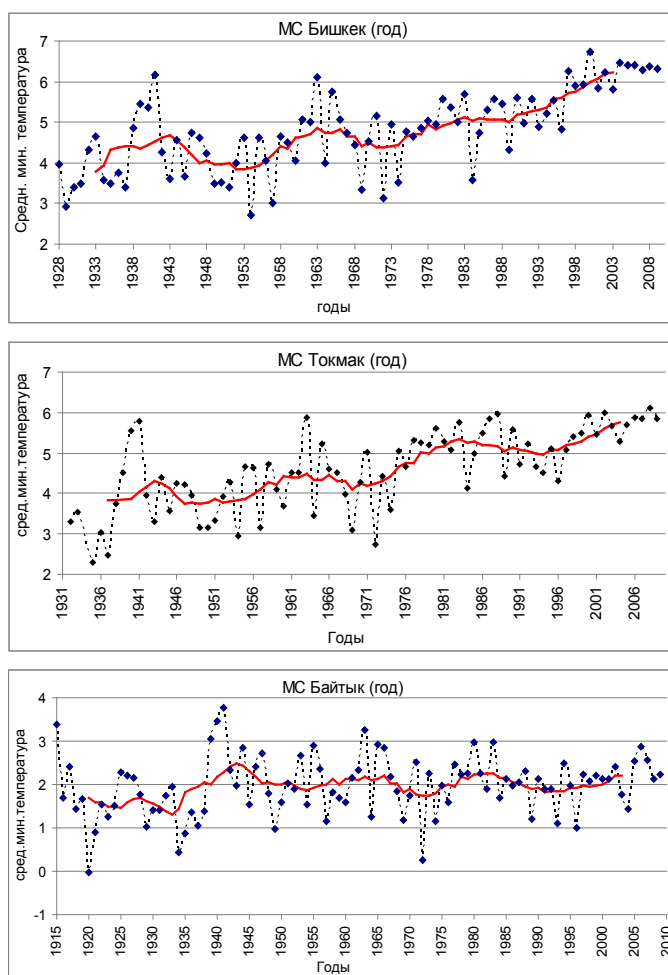


Рисунок 8.7 – Временной ход средних минимальных годовых температур (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанциям Бишкек, Токмак и Байтык за период их наблюдений

В таблице 8.11 представлены результаты обработки данных рисунка 8.7 методом линейно-кусочной аппроксимации, описанной в разделе 8.2, с выделением наблюдавшихся фаз потеплений, похолоданий и примерно ровного хода температуры. Видно, что для средних минимальных температур на разных станциях границы фаз (периоды потеплений/похолоданий) и особенно величина амплитуды ΔT в фазах на разных станциях совпадали весьма условно. Так, например, в 1955–1963 гг. в Бишкеке наблюдалось потепление на $0,9^\circ\text{C}$, в Токмаке оно составило $0,6^\circ\text{C}$, а в Байтыке (1950–1966 гг.) лишь $0,1^\circ\text{C}$, т.е. практически отсутствовало. В фазах, начавшихся с 1983/84 гг. и окончившихся в 1989–1994 гг., в Бишкеке $\Delta T=0^\circ\text{C}$, в Токмаке $\Delta T=-0,3^\circ\text{C}$, а в Байтыке $\Delta T=-0,5^\circ\text{C}$. Конечные участки всех кривых после 1989–1994 гг. дают существенное потепление в Бишкеке с $\Delta T=1,1^\circ\text{C}$, несколько меньшее в Токмаке – $\Delta T=0,7^\circ\text{C}$, и слабое в Байтыке – $\Delta T=0,4^\circ\text{C}$. Но в целом в поле средних минимальных (средних ночных) температур для года степень совпадения кривых на рисунке 8.7 более высокая, чем для средних годовых температур на рисунке 8.4, и ее условно можно считать удовлетворительной.

Однако по сезонам картина в ходе кривых, даже для одной и той же станции, может быть «совершенно не совпадающей». Так, например, для Бишкека (рисунок 8.8, таблица 8.12) хорошо виден резко колебательный характер 11-летней кривой для января

(7 фаз) с ее общим размахом около 6,5 °С. При этом в десятилетие 1933–1943 гг. здесь потеплело на целых 5,0 °С (в это время, по данным рисунка 8.3, был пик потепления Арктики). Еще одно сильное потепление в январе в Бишкеке на 3,1 °С происходило в 1974–1985 гг., а затем, после похолодания 1985–1994 гг. на –0,9 °С, оно продолжилось до 2002 г., где, однако, наметилась тенденция к похолоданию. Напомним, что для Земли в целом (рисунок 8.3) с 1975 г. имеет место непрерывное глобальное потепление.

Таблица 8.11 – Временные изменения средней минимальной температуры (ΔT , °С) для года на трех длиннорядных метеостанциях по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

МС Бишкек – год (0,76 км, 1933–2004 гг.)								
Годы	1933– 1943	1943– 1947	1947– 1955	1955– 1963	1963– 1974	1974– 1984	1984– 1989	1989– 2004
ΔT , °С	0,9	-0,7	-0,1	0,9	-0,4	0,7	0,0	1,1
МС Токмак – год (0,82 км, 1937–2004 гг.)								
Годы	1937– 1943	1943– 1947	1947– 1955	1955– 1963	1963– 1969	1969– 1984	1984– 1994	1994– 2004
ΔT , °С	0,5	-0,6	0,2	0,6	-0,4	1,2	-0,3	0,7
МС Байтык – год (1,58 км, 1920–2004 гг.)								
Годы	1920– 1933	1933– 1943	1943– 1950	1950– 1966	1966– 1972	1972– 1983	1983– 1991	1991– 2004
ΔT , °С	-0,4	1,2	-0,5	0,1	-0,4	0,6	-0,5	0,4

В апреле для Бишкека колеблемость 11-летней кривой сильно уменьшилась (5 фаз), имея размах всего около 1,9 °С, т.е. примерно в 3,5 раза меньше, чем в январе. В июле размах кривой также мал и равен 1,9 °С, а в октябре он немного увеличивается, до 2,3 °С.

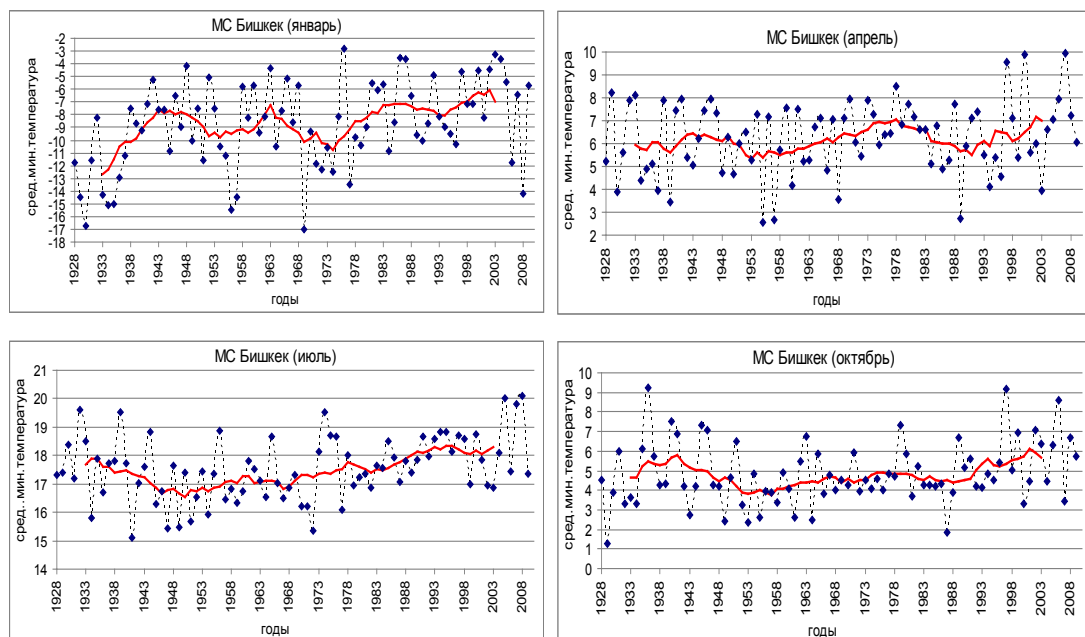


Рисунок 8.8 – Временной ход средних минимальных температур (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанции Бишкек для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября

При этом январское потепление на 5,0 °С в период 1933–1943 гг. сопровождалось в другие сезоны апрельским потеплением всего на 0,5 °С, июльским похолоданием на –1,4 °С (1933–1950 гг.) и октябрьским потеплением на 1,1 °С.

Таблица 8.12 – Временные изменения средней минимальной температуры (ΔT , °С) центральных месяцев сезонов на МС Бишкек по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

Январь	Годы	1933–1943	1943–1952	1952–1963	1963–1974	1974–1985	1985–1994	1994–2001
	ΔT , °С	5,0	-1,8	2,2	-3,1	3,1	-0,9	2,0
Апрель	Годы	1933–1943	1943–1953	1953–1978	1978–1991	1991–2002		
	ΔT , °С	0,5	-1,1	1,7	-1,5	1,7		
Июль	Годы	1933–1950	1950–1968	1968–1978	1978–1982	1982–1995	1995–2004	
	ΔT , °С	-1,4	0,3	0,9	-0,3	1,0	-0,2	
Октябрь	Годы	1933–1941	1941–1952	1952–1975	1975–1988	1988–2002		
	ΔT , °С	1,1	-2,0	1,1	-0,5	1,7		

Таким образом, если годовые картины изменений средних минимальных температур по станциям относительно совпадают, то картины потеплений/похолоданий по сезонам совершенно не совпадают даже для одной и той же станции, со всей очевидностью отражает регионально сложный и противоречивый характер изменения их климатов.

3. Нормы средних минимальных температур и их СКО в последовательные периоды 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. Нормы средних минимальных температур и их среднеквадратические отклонения (СКО) в три последовательных периода 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. являются прямым следствием рассмотренных выше временных изменений этих температур. Значения норм для года и центральных месяцев сезонов, а также значения СКО приведены в таблице 8.13, где даны и значения этих характеристик для всего периода работы станций. Как и ранее, в ней приведены заключения о статистической значимости/незначимости различий значений норм средних ночных температур и их СКО между начальным (1931–1960 гг.), конечным (1991–2009 гг.) периодами и базовым периодом (1961–1990 гг.), полученные соответственно по t и F -критериям на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ (риск ошибки 0,05 или 5 %).

Из данных таблицы 8.13 видно, что на двух долинных станциях по трем последовательным периодам в среднем для года нормы росли монотонно, так что на МС Бишкек (4,2, 4,8 и 5,9 °С) общее увеличение составило 1,7 °С, а на МС Токмак (3,9, 4,8 и 5,4 °С) – 1,5 °С. На низкогорной МС Байтык изменения норм практически отсутствовали (2,0, 2,1 и 2,1 °С). Годовые СКО были малы и колебались в пределах 0,48–0,83 °С. Более наглядная картина изменений характеристик по трем периодам вырисовывается по сезонам года.

Зимой (январь) на долинных станциях от периода к периоду наблюдается наиболее высокий рост норм средних минимальных температур. Так, в Бишкеке рост норм монотонен (–9,5, –8,6 и –7,2 °С) и составляет 2,3 °С, в Токмаке (–9,2, –8,5 и –7,5 °С) он так же монотонен и равен 1,7 °С. На низкогорной МС Байтык общего роста нет, вследствие слабо колебательного изменения норм: –8,9, –9,3 и –8,8 °С. Зимние СКО в 3–6 раз больше годовых и самые высокие по сезонам (2,38–3,61 °С), что говорит об очень большой межгодовой (случайной) колеблемости средних минимальных температур в этот сезон.

Таблица 8.13 – Нормы средних минимальных (средних ночных) температур и их СКО для трех последовательных периодов и за период наблюдений в целом по длиннорядным станциям

Станция (высота)	Период наблюдений	$T_{\text{сред мин}}$ (°C)	СКО, °C	Значимость различий средних	Значимость различий дисперсий
1	2	3	4	5	6
Год					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	4,78	0,99		
	1931–1960	4,16	0,76	Значимо	Незначимо
	1961–1990	4,84	0,74		
	1991–2009	5,89	0,58	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	4,59	0,97		
	1932–1960	3,85	0,82	Значимо	Незначимо
	1961–1990	4,79	0,83		
	1991–2009	5,38	0,54	Значимо	Значимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	2,00	0,69		
	1931–1960	1,95	0,78	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	2,07	0,64		
	1991–2009	2,06	0,48	Незначимо	Незначимо
Январь (зима)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	-8,80	3,40		
	1931–1960	-9,50	3,25	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-8,56	3,26		
	1991–2009	-7,21	2,91	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	-8,48	3,48		
	1932–1960	-9,20	3,60	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-8,45	3,61		
	1991–2009	-7,47	2,99	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	-9,17	2,57		
	1931–1960	-8,92	2,08	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-9,30	2,74		
	1991–2009	-8,82	2,38	Незначимо	Незначимо
Апрель (весна)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	6,22	1,58		
	1931–1960	5,88	1,63	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	6,32	1,32		
	1991–2009	6,66	1,78	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	6,14	1,58		
	1932–1960	5,59	1,65	Значимо	Незначимо
	1961–1990	6,37	1,39		
	1991–2009	6,58	1,60	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	2,51	1,67		
	1931–1960	2,24	1,95	Незначимо	Значимо
	1961–1990	2,88	1,37		
	1991–2009	2,51	1,63	Незначимо	Незначимо
Июль (лето)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	17,54	1,11		
	1931–1960	17,14	1,17	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	17,41	0,91		
	1991–2009	18,35	0,98	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	16,99	1,06		
	1932–1960	16,56	0,93	Значимо	Незначимо
	1961–1990	17,18	1,04		
	1991–2009	17,34	1,12	Незначимо	Незначимо

Продолжение таблицы 8.13					
1	2	3	4	5	6
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	13,08	1,18		
	1931–1960	13,27	1,42	Незначимо	Значимо
	1961–1990	13,29	1,01		
	1991–2009	12,70	1,08	Значимо	Незначимо
Октябрь (осень)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	4,82	1,57		
	1931–1960	4,71	1,71	Незначимо	Значимо
	1961–1990	4,60	1,21		
	1991–2009	5,59	1,60	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	4,14	1,56		
	1932–1960	3,91	1,63	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	3,99	1,35		
	1991–2009	4,70	1,68	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	2,14	1,53		
	1931–1960	2,54	1,56	Значимо	Незначимо
	1961–1990	1,73	1,47		
	1991–2009	2,19	1,61	Незначимо	Незначимо

Весной (апрель) рост норм средних ночных температур примерно в два раза меньше, чем для зимы: в Бишкеке он составляет 0,8 °С (5,9, 6,3 и 6,7 °С), в Токмаке – 1,0 °С (5,6, 6,4 и 6,6 °С). Байтык, как обычно, имеет очень слабый и колебательный характер роста норм с их общим увеличением только на 0,3 °С (2,2, 2,9 и 2,5 °С). Весенние СКО уменьшаются по сравнению с зимними значениями примерно в два раза, составляя 1,32–1,95 °С.

Летом (июль) на долинных станциях Бишкек (17,1, 17,4 и 18,4 °С) и Токмак (16,6, 17,2 и 17,3 °С) нормы ночных температур повышаются от периода к периоду соответственно на 1,2 °С и 0,8 °С. В Байтыке (13,3, 13,3 и 12,7 °С) они, напротив, уменьшаются на 0,6 °С. Летние СКО самые низкие по сезонам, находясь в диапазоне 0,91–1,42 °С.

Осенью (октябрь) в Бишкеке нормы средних минимальных температур по периодам существенно и статистически значимо повышаются на 0,9 °С (4,7, 4,6 и 5,6 °С). В Токмаке картина аналогичная – также происходит повышение нормы от начального периода к последнему на 0,8 °С (3,9, 4,0 и 4,7 °С). Обращает на себя внимание факт заметно более низких на обеих станциях значений ночных норм осенью по сравнению с весной (на 1,4–2 °С), что в средних температурах (таблица 8.6) прослеживалось гораздо слабее.

На низкогорной МС Байтык (1,58 км), наблюдалось слабое понижение ночных норм, на 0,4 °С (2,5, 1,7 и 2,2 °С).

Осенние значения СКО на всех станциях по сравнению с летними увеличились (диапазон 1,35–1,71 °С), характеризуя переход к зимнему режиму средних минимальных температур.

Таблица 8.14 – Оценки норм (°С) средних и средних минимальных (средних ночных) температур по длиннорядным станциям, рассчитанные за 1991–2009 гг. (современный климат)

Станция (z, км)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км)	Средняя	-2,4	12,5	25,0	11,9	11,4
	Сред. мин.	-7,2	6,7	18,4	5,6	5,9
Токмак (0,82 км)	Средняя	-2,8	12,6	24,1	11,0	11,3
	Сред. мин.	-7,5	6,6	17,3	4,7	5,4
Байтык (1,58 км)	Средняя	-4,6	7,4	18,3	7,0	6,8
	Сред. мин.	-8,8	2,5	12,7	2,2	2,1

В заключение приведем сравнительную таблицу 8.14 с нормами средних и средних минимальных (средних ночных) температур ($^{\circ}\text{C}$) по трем станциям, полученным за последний 19-летний период 1991–2009 гг. (современный климат).

Эти данные наглядно характеризуют в полях норм средних и средних минимальных (средних ночных) температур современный и ближайший будущий климат Чуйской долины. Скорее всего, эти оценки норм существенно не изменятся по сравнению с их значениями, которые будут получены в будущем по полному тридцатилетию 1991–2020 гг.

8.4 Изменения абсолютных минимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.

Рассмотрим, как изменялись в период 1930–2009 гг. найденные осреднением за различные годы *средние значения из абсолютных месячных минимальных температур*, т.е. средние из их самых низких месячных значений за каждый год. Как уже отмечалось, они дают наглядную характеристику «экстремально холодных погод», возможных в среднем выводе ежегодно в каждом месяце года. В суточном разрезе такие «экстремально низкие» температуры, как правило, будут соответствовать одной из его ночей месяца, хотя в отдельных случаях могут приходиться и на день.

Хотя эти температуры являются *средними* из абсолютных минимальных, для краткости и исключения путаницы будем называть их просто «*абсолютными минимальными*» или «*экстремально низкими температурами*», считая эти термины эквивалентными.

Оценка потепления климата в поле абсолютных минимальных (экстремально низких) температур является необходимым и очень важным дополнением к анализу, сделанному выше в полях обычных средних месячных и годовых температур (разд. 8.2) и средних минимальных (средних ночных) температур (разд. 8.3). Если, например, зимы становятся теплее за счет уменьшения повторяемости экстремально холодных погод и/или повышения экстремально низких температур при таких погодных условиях, то это сразу же проявится в повышении абсолютных минимальных температур зимних месяцев и, следовательно, значительном повышении температурной комфортности зим. Точно также, повышение летом и в другие сезоны абсолютных минимальных температур означает уменьшение повторяемости и/или интенсивности особо холодных вторжений в эти сезоны.

1. Основные тенденции изменения абсолютных минимальных температур – тренды временных рядов. Характеристики трендов временных рядов абсолютных минимальных температур по 7 станциям Чуйской долины и склона Киргизского хребта приведены в таблице 8.15, которая по форме и содержанию аналогична таблице 8.1. Жирным шрифтом в ней, как обычно, выделены статистически значимые тренды ($p=0,95$). В качестве иллюстрации на рисунке 8.9 для станции Бишкек за период 1928–2009 гг. показан временной ход абсолютных минимальных температур с графиками линейных трендов для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября. Как и ранее, результаты анализа для длиннорядных станций Токмак (81 год), Бишкек (82 года) и Байтык (96 лет), будем использовать в качестве наиболее полных и достоверных.

Чуйская долина. За последние 80 лет (1930–2009 гг.) на длиннорядных станциях Чуйской долины – Бишкек и Токмак – в среднем *для года* в поле абсолютных минимальных температур наблюдалась самая высокая скорость потепления. На МС Бишкек она равна $0,48^{\circ}\text{C}/10$ лет, а на МС Токмак – $0,44^{\circ}\text{C}/10$ лет. Для года величина потеплений ΔT в поле экстремально низких температур за период работы станций составила соответственно $3,9$ и $3,4^{\circ}\text{C}$. Станция Чуйская, характеризующая последние 38 лет, также дает очень высокую и статистически значимую скорость потепления, равную $0,55^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Таких высоких скоростей потепления для года не отмечалось ни по одной станции, как для средних, так и средних минимальных (средних ночных) температур.

Таблица 8.15 – Характеристики линейных трендов абсолютных минимальных температур для года и центральных месяцев сезонов (y – температура (°C), x – год (например, 2009 г.))

Сезон года	Коэффициент детерминации, R^2	Уравнение тренда	Угловой коэффициент тренда, b_i °C/10 лет	Значение $\Delta T^\circ\text{C}$ за период наблюдения
МС Чуйская (0,60 км, 1972–2009 гг., 38 лет) – ось долины, ее северная зона				
Год	0,168	$y = 0,0552x - 115,486 \pm 1,35$	0,55	2,04
Январь	0,029	$y = 0,0810x - 185,929 \pm 5,13$	0,81	3,00
Апрель	0,001	$y = 0,0067x - 14,914 \pm 2,61$	0,07	0,25
Июль	0,017	$y = -0,0166x + 43,967 \pm 1,41$	-0,17	-0,61
Октябрь	0,046	$y = 0,0568x - 117,478 \pm 2,85$	0,57	2,10
МС Токмак (0,82 км, 1929–2009 гг., 81 год) – восточная зона долины				
Год	0,458	$y = 0,0441x - 90,949 \pm 1,08$	0,44	3,40
Январь	0,137	$y = 0,0716x - 161,423 \pm 4,06$	0,72	5,51
Апрель	0,017	$y = 0,0184x - 38,139 \pm 3,18$	0,18	1,41
Июль	0,012	$y = 0,0093x - 6,349 \pm 1,88$	0,09	0,71
Октябрь	0,011	$y = 0,0131x - 28,879 \pm 2,86$	0,13	1,01
МС Бишкек (0,76 км, 1928–2009 гг., 82 года) – подгорная равнина				
Год	0,490	$y = 0,0477x - 97,686 \pm 1,17$	0,48	3,91
Январь	0,230	$y = 0,0973x - 211,461 \pm 4,27$	0,97	7,98
Апрель	0,021	$y = 0,0189x - 39,041 \pm 3,09$	0,19	1,55
Июль	0,032	$y = 0,0135x - 14,183 \pm 1,76$	0,13	1,10
Октябрь	0,054	$y = 0,0300x - 62,007 \pm 2,99$	0,30	2,46
МС Юрьевка (1,03 км, 1957–2009 гг., 53 года) – подножье хребта				
Год	0,241	$y = 0,0348x - 72,111 \pm 0,95$	0,35	1,77
Зима	0,021	$y = 0,0321x - 81,151 \pm 3,38$	0,32	1,64
Весна	0,011	$y = 0,0219x - 45,399 \pm 3,22$	0,22	1,12
Лето	0,001	$y = 0,0030x + 5,807 \pm 1,33$	0,03	0,15
Осень	0,032	$y = 0,0360x - 74,135 \pm 3,05$	0,36	1,83
МС Байтык (1,58 км, 1914–2009 гг., 96 лет) – низкогорная зона склона				
Год	0,060	$y = 0,0094x - 24,470 \pm 1,02$	0,09	0,89
Зима	0,026	$y = 0,0197x - 56,890 \pm 3,32$	0,20	1,88
Весна	0,003	$y = 0,0085x - 23,118 \pm 4,02$	0,09	0,81
Лето	0,002	$y = -0,0035x + 14,794 \pm 2,00$	-0,04	-0,34
Осень	0,021	$y = 0,0204x - 46,904 \pm 3,87$	0,20	1,94
МС Альплагерь (2,13 км, 1978–2009 гг., 32 года) – среднегорная зона склона				
Год	0,078	$y = 0,0302x - 69,228 \pm 0,96$	0,30	0,94
Зима	0,088	$y = -0,0823x + 143,529 \pm 2,44$	-0,82	-2,55
Весна	0,000	$y = 0,0088x - 27,883 \pm 4,20$	0,09	0,27
Лето	0,003	$y = -0,0079x + 19,169 \pm 1,33$	-0,08	-0,24
Осень	0,105	$y = 0,1380x - 284,327 \pm 3,73$	1,38	4,28
МС Тюя-Ашу южн. (3,23 км, 1958–2009 гг., 52 года) – высокогорная зона склона				
Год	0,075	$y = 0,0174x - 48,705 \pm 0,86$	0,17	0,78
Зима	0,001	$y = 0,0044x - 34,082 \pm 2,49$	0,04	0,20
Весна	0,004	$y = -0,0162x + 15,711 \pm 3,52$	-0,16	-0,73
Лето	0,048	$y = 0,0257x - 52,078 \pm 1,61$	0,26	1,16
Осень	0,012	$y = 0,0292x - 72,636 \pm 3,68$	0,29	1,32

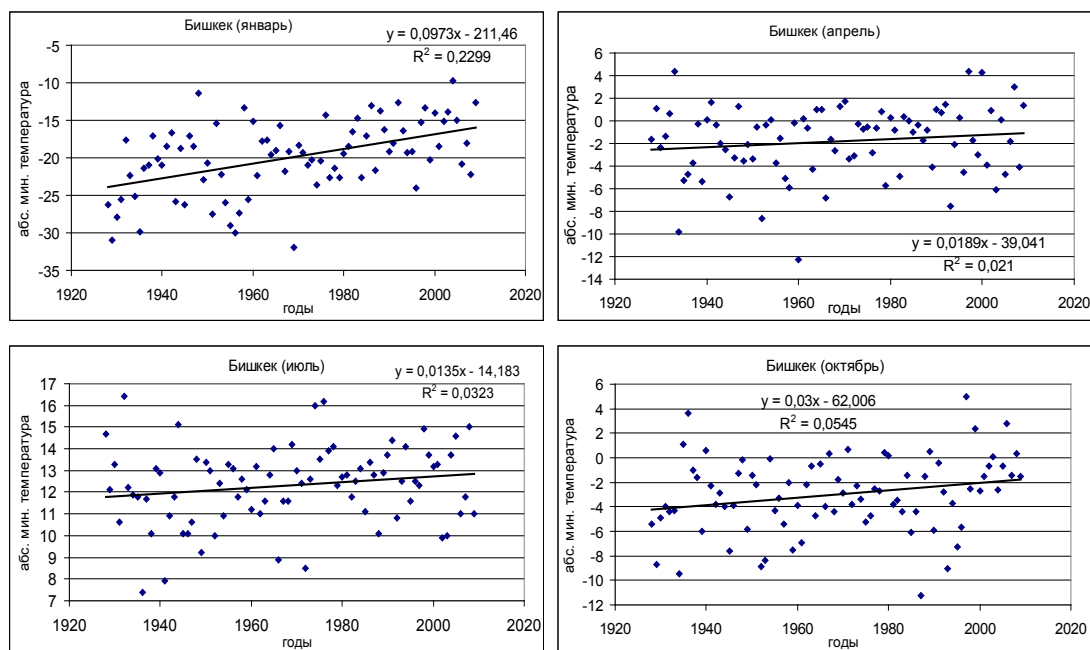


Рисунок 8.9 – Временной ход абсолютных минимальных месячных температур (точки) с линиями и уравнениями линейных трендов для центральных месяцев сезонов на МС Бишкек

По сезонам картина потепления на всех станциях выглядит крайне асимметрично.

Зимой (январь) станции Бишкек и Токмак показывали наибольшие по всем станциям скорости потепления в абсолютных минимальных и других температурах, превышающие их годовые значения в 1,6–2 раза. Так, в Бишкеке она была наибольшей (рекордной) из всех случаев в полях всех исследованных температур с $b_l = 0,97$ °C/10 лет. В Токмаке скорость была несколько меньше, но оставалась рекордно высокой, $b_l = 0,72$ °C/10 лет. На МС Чуйской за последние 38 лет она также была исключительно высокой – $b_l = 0,81$ °C/10 лет. В оценках величин зимних потеплений ΔT , наблюдавшихся в поле экстремально низких температур за период работы станций, получены значения 8,0, 5,5 и 3,0 °C. Это *самые высокие* из наблюдаемых значений потеплений ΔT по всем температурным характеристикам по сезонам и для года в целом. Можно сказать, что аномально холодные погоды зимой в Чуйской долине стремительно отступали (исчезали) в период от 1930 к 2009 г.

Весной (апрель) скорости потепления на МС Бишкек и МС Токмак очень сильно падают. Так, в Бишкеке b_l для экстремально низких температур уменьшается по сравнению с январем в 5,1 раза ($b_l = 0,19$ °C/10 лет), а в Токмаке в 4 раза ($b_l = 0,18$ °C/10 лет). В Чуйской, характеризующей последние 32 года, скорость упала почти в 12 раз и тренд близок к нулевому ($b_l = 0,07$ °C/10 лет). При этом тренды на всех станциях становятся статистически незначимыми. На станциях Бишкек и Токмак это произошло вследствие высокой случайной колеблемости от года к году значений абсолютных минимальных температур. Таким образом, картина ослабленного весеннего потепления в поле абсолютных минимальных (экстремально низких) температур представляет собой аналогичную, но гораздо более резко выраженную картину, характерную для средних минимальных температур.

Летом (июль) угловые коэффициенты трендов в поле абсолютных минимальных температур, по сравнению с весенними, уменьшаются еще больше: в Бишкеке

$b_I=0,13$ °C/10 лет, в Токмаке $b_I=0,09$ °C/10 лет, а в Чуйской тренд вообще становится отрицательным, $b_I=-0,17$ °C/10 лет. Все они статистически незначимы, что говорит о том, что хорошо выраженных закономерных изменений режима экстремально низких температур летом в период с 1930 по 2009 г. не происходило, а преимущественно наблюдались лишь их случайные колебания от года к году.

Осенью (октябрь) b_I для абсолютно минимальных температур в Бишкеке существенно увеличился – до $0,30$ °C/10 лет, и тренд стал статистически значим. В Токмаке такой переход к осени был выражен слабо, т.к. b_I возрос мало, от $0,09$ до $0,13$ °C/10 лет. В Чуйской, по данным за последние 32 года, угловой коэффициент тренда увеличился очень сильно, до $0,57$ °C/10 лет, хотя и остался статистически незначим. Таким образом, на этих станциях осенью, как и в поле средних минимальных температур, хотя и с разной степенью интенсивности, наблюдался переход к зимним условиям – исключительно сильному росту в поле абсолютных минимальных температур.

Для Бишкека вся эта картина временного изменения абсолютных минимальных температур по сезонам наглядно представлена на графиках рисунка 8.9. На них хорошо видно, как меняется диаграмма рассеивания опытного поля точек и угол наклона линии тренда, увеличиваясь зимой и осенью и уменьшаясь весной и летом.

В таблице 8.16 приведены рассчитанные по трендам оценки абсолютных минимальных (экстремально низких) температур в Бишкеке для января и июля по десятилетиям периода 1930–2020 гг. (2020 г. – статистический прогноз). Для сравнения в ней показаны также аналогичные оценки для средних и средних минимальных (средних ночных) температур. Они дают наглядную картину их повышения во времени, т.е. современного изменения его климата в полях этих температур. Так, например, трендовая оценка абсолютной минимальной температуры в январе в 1930 г. составляла $-23,7$ °C, а к 2010 г. она возросла очень сильно, до $-15,9$ °C, тогда как в июле этот рост был мал – от $11,9$ до $13,0$ °C.

Таблица 8.16 – Рассчитанные по МС Бишкек для десятилетий трендовые оценки в полях различных температур для января и июля (°C)

Год	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
Абсолютные минимальные (экстремально низкие) температуры										
Январь	-23,7	-22,7	-21,7	-20,8	-19,8	-18,8	-17,8	-16,9	-15,9	-14,9
Июль	11,9	12,0	12,1	12,3	12,4	12,6	12,7	12,8	13,0	13,1
Средние минимальные (средние ночные) температуры										
Январь	-10,9	-10,3	-9,8	-9,2	-8,7	-8,1	-7,6	-7,1	-6,5	-6,0
Июль	17,1	17,2	17,4	17,5	17,7	17,8	17,9	18,1	18,2	18,4
Средние температуры										
Январь	-5,4	-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-1,5	-1,0
Июль	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,6	24,6	24,6	24,6

Таким образом, для Чуйской долины за последние 80 лет самое высокое потепление произошло зимой в поле абсолютных минимальных (экстремально низких) температур, которое привело к их росту по данным станций Токмак и Бишкек на $5,5$ – $8,0$ °C. Это означает, что повторяемость экстремально холодных погод зимой существенно уменьшилась, а их температуры возросли, за счет чего зимы стали гораздо мягче. В то же время летние (июль месяц) потепления в поле этих температур были либо малы (порядка 1 °C), либо отсутствовали или в последние годы даже наблюдалось слабое похолодание. Следовательно, режим аномально холодных вторжений летом существенно не изменился. В результате, в поле абсолютных минимальных температур, современный климат Чуйской долины за последние 80 лет стал гораздо более комфортным зимой, тогда как летом он практически не изменился.

Склон Киргизского хребта. Точно так же (таблица 8.15), как и для средних минимальных температур МС Юрьевка (за последние 53 года), расположенная в зоне подножья, дает для года в целом, хотя и меньшую, но сопоставимую с долинными станциями скорость роста в поле абсолютных минимальных температур ($b_i=0,35$ °C/10 лет и статистически значим). На среднегорной МС Байтык эта скорость мала ($b_i=0,09$ °C/10 лет), но, вследствие большого ряда наблюдений (96 лет), является статистически значимой. На среднегорной станции Альплагерь ($b_i=0,30$ °C/10 лет 32 года наблюдений) и высокогорной Тюя-Ашу юж. ($b_i=0,17$ °C/10 лет и 52 года наблюдений), тренды для года относительно велики, но незначимы.

По сезонам картина изменения абсолютных минимальных температур на склоновых станциях выражена менее отчетливо и неоднозначно. Надежнее всего здесь можно ориентироваться на данные среднегорной и длиннорядной МС Байтык (1914–2009 гг.). Так, в январе и октябре на Байтыке наблюдались повышенные ($b_i=0,20$ и $0,20$ °C/10 лет), хотя и статистически незначимые скорости роста абсолютных минимальных температур. Весной на Байтыке тренд был мал ($0,09$ °C/10 лет), а летом даже слабо отрицателен ($-0,04$ °C/10 лет). В январе и октябре на МС Юрьевка (подножье) в последние 53 г. наблюдались еще более высокие, но также незначимые скорости роста с $b_i=0,32$ и $0,36$ °C/10 лет.

На высокогорной станции Тюя-Ашу юж. повышенные положительные тренды соответствуют лету и осени ($0,26$ и $0,29$ C/10 лет), зимой тренд практически нулевой ($0,04$ C/10 лет), а весной он отрицателен ($-0,16$ °C/10 лет). Среднегорная станция Альплагерь, которая характеризует только последние 32 года наблюдений, дает очень интенсивное, но статистически незначимое похолодание в январе ($-0,82$ °C/10 лет) и еще более интенсивное и незначимое потепление осенью ($1,38$ °C/10 лет).

Таким образом, имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что, скорее всего, на северном склоне Киргизского хребта в период с 1930 по 2009 г. закономерного статистически значимого потепления в поле абсолютных минимальных температур не происходило или оно было слабым. Заметим, что это как раз та высотная зона, которая расположена выше области интенсивных инверсий приземных температур, характерных для Чуйской долины и дающих экстремально низкие зимние ночные значения на долинных станциях (см. раздел 5). Поэтому можно считать, что в области склона хребта сохранился без особых изменений климатически благоприятный режим экстремально низких температур, хотя и с их большими случайными колебаниями от года к году.

Таблица 8.17 –Трендовые оценки значений потеплений/похолоданий (ΔT °C) по трем длиннорядным станциям за период их наблюдений в полях различных температур

Станция (z (км), период наблюдений)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км, 82 г.)	Средняя	4,0	0,7	0,1	1,3	2,0
	Сред. мин.	4,4	0,9	1,2	1,1	2,4
	Абс. мин.	8,0	1,6	1,1	2,5	3,9
Токмак (0,82 км, 81 г.)	Средняя	2,8	1,4	1,0	1,7	2,3
	Сред. мин.	3,2	1,3	1,2	1,1	2,3
	Абс. мин	5,5	1,4	0,7	1,0	3,4
Байтык (1,58 км, 96 лет)	Средняя	0,3	1,0	0,4	-0,5	0,5
	Сред. мин.	0,8	0,4	-0,05	-0,4	0,4
	Абс. мин	1,9	0,8	-0,3	1,9	0,9

В заключение приведем таблицу 8.17 с весьма показательными сравнительными данными трендовых оценок потеплений/похолоданий – ΔT °C по сезонам и за год одно-

временно в полях средних, средних минимальных и абсолютных минимальных температур для длиннорядных станций Токмак, Бишкек и Байтык за период их работы. Хорошо видно, что в январе на долинной станции Бишкек потепление было наибольшим по всем температурам: на $4,0\text{--}4,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ в средних и средних минимальных, и на целых $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в абсолютных минимальных. В Токмаке эти цифры хотя и меньше, но также значительны $-2,8\text{--}3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Примерно в $1,5\text{--}2$ раза слабее на этих станциях потепление выражено для года. Весной, летом и осенью такой четкой закономерности уже нет.

На Байтыке потепление в поле абсолютных минимальных температур выражено гораздо слабее даже в январе, а в июле и октябре отмечаются слабые отрицательные тренды, т.е. картина здесь становится неоднозначной.

2. Временная структура хода абсолютных минимальных температур. На рисунке 8.10 показан временной ход абсолютных минимальных температур для года по трем длиннорядным станциям Бишкек (1928–2009 гг.), Токмак (1932–2009 гг.) и Байтык (1914–2009 гг.) с нанесенными кривыми 11-летних скользящих средних.

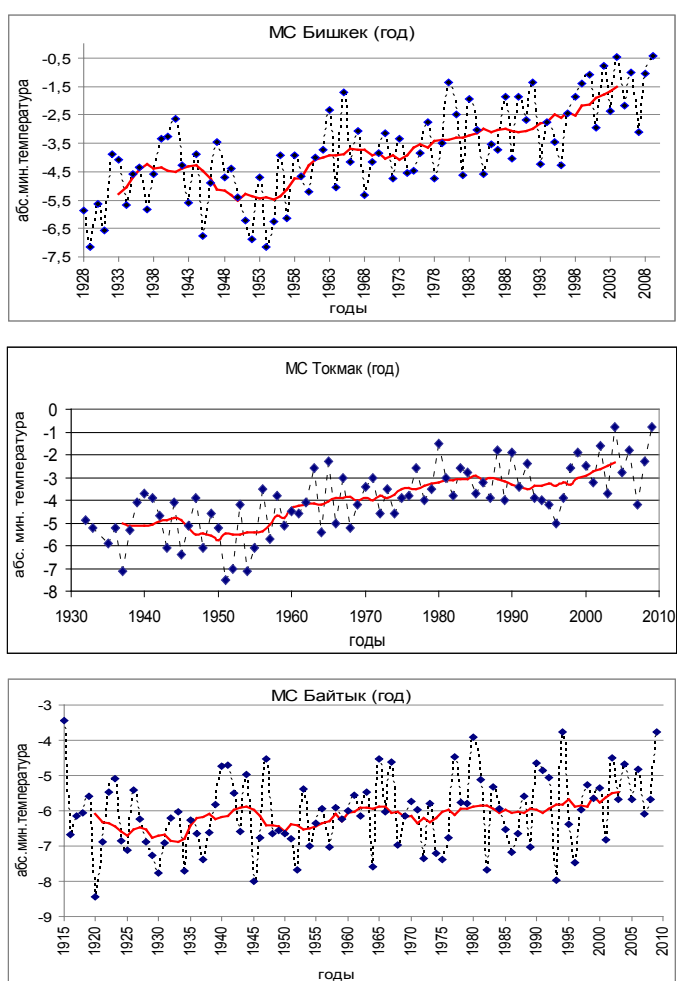


Рисунок 8.10 – Временной ход абсолютных минимальных температур для года (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанциям Бишкек, Токмак и Байтык за период их наблюдений

Хорошо видно, что кривые имеют характерный для них сложный колебательный характер, различающийся в деталях по станциям. При этом кривые для долинных стан-

ций Бишкек и Токмак, как и кривые для средних минимальных температур, достаточно близки по виду, тогда как кривая для среднегорной станции Байтык имеет хорошо видимые отличия – она менее колеблется и почти не повышается от начала к концу периода.

Эти кривые, как обычно, состоят из фаз случайных повышений и понижений абсолютных минимальных температур на станциях в разные интервалы. Общим для них являются наблюдаемые закономерные колебательные повышения температуры от их начала к концам, однако различные по величине на разных станциях. Эта основная тенденция (тренды) была исследована выше. Кривые отражают специфику формирования режима абсолютных минимальных температур на станциях в ближайшем прошлом, т.е. климатическую историю этих температур.

В таблице 8.18 представлены результаты обработки рисунка 8.10 методом линейно-кусочной аппроксимации, описанной в разделе 8.2, с выделением наблюдавшихся фаз потеплений, похолоданий и примерно ровного хода температуры. Из нее видно, что для абсолютных минимальных температур на разных станциях границы фаз (периоды потеплений/похолоданий) и величина амплитуды ΔT в фазах также совпадали весьма условно. Так, например, для начального периода 1933/37–1939/45 гг. в Бишкеке и Байтыке наблюдалось потепление на 0,9 °С, тогда как в Токмаке имел место ровный ход температуры с $\Delta T=0,1$ °С. Хорошо выраженный основной минимум температуры на всех станциях приходился примерно на 1945–1955 гг. и имел следующие «относительные глубины»: Бишкек $\Delta T=-1,1$ °С, Токмак $\Delta T=-0,8$ °С, Байтык $\Delta T=-0,4$ °С. После этого минимума к 1965/70 гг. абсолютная минимальная температура резко повысилась в Бишкеке (на 1,7 °С) и Токмаке (так же на 1,8 °С), но более слабо в Байтыке (на 0,5 °С). Затем до конца кривых, т. е. по 2004 г. имело место слабое колебательное повышение абсолютных минимальных температур на станциях на 3,0, 1,8 и 0,5 °С.

Таблица 8.18 – Временные изменения абсолютной минимальной температуры (ΔT , °С) для года на трех длиннорядных метеостанциях по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

МС Бишкек – год (0,76 км, 1933–2004 гг.)								
Годы	1933– 1939	1939– 1944	1944– 1954	1954– 1966	1966– 1973	1973– 2004		
ΔT , °С	0,9	0,1	-1,1	1,7	-0,4	2,6		
МС Токмак – год (0,82 км, 1937–2004 гг.)								
Годы	1937– 1944	1944– 1950	1950– 1970	1970– 1985	1985– 1992	1992– 2004		
ΔT , °С	0,1	-0,8	1,8	1,0	-0,6	1,2		
МС Байтык – год (1,58 км, 1920–2004 гг.)								
Годы	1920– 1933	1933– 1945	1945– 1951	1951– 1965	1965– 1973	1973– 1981	1981– 1991	1991– 2004
ΔT , °С	-0,8	0,9	-0,4	0,5	-0,4	0,4	-0,1	0,6

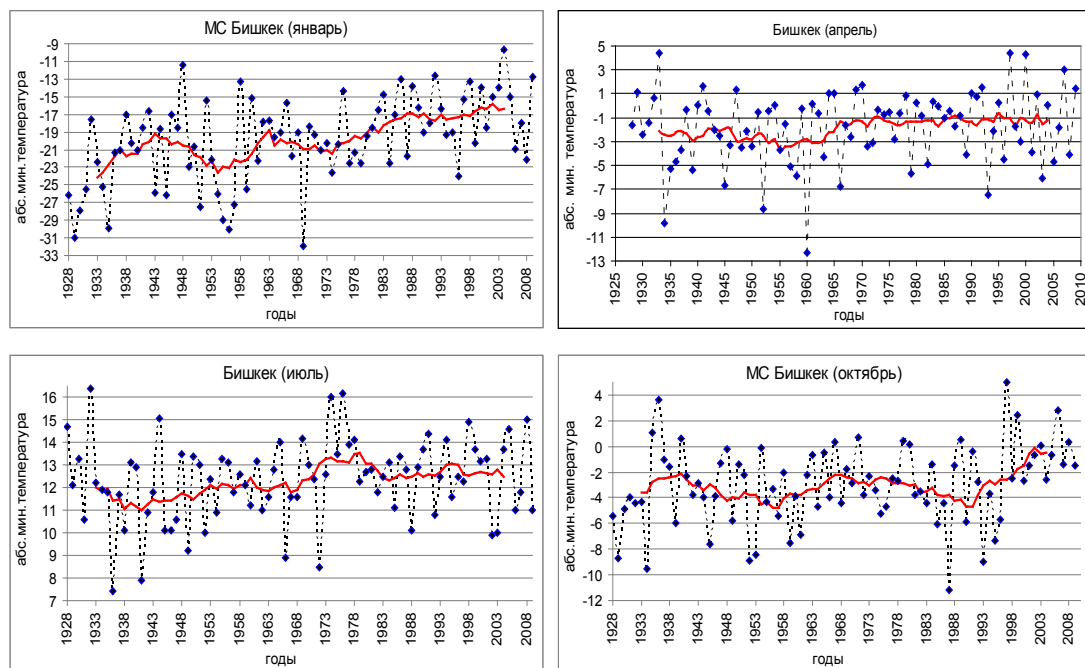
Таким образом, в целом для года в поле абсолютных минимальных (экстремально низких) температур степень совпадения 11-летних кривых для долинных станций Бишкека и Токмака, как и для средних годовых минимальных температур, условно можно считать удовлетворительной, тогда как для среднегорной станции Байтык она от них существенно отличается.

Однако, как и ранее, сезонные картины в ходе 11-летних кривых для абсолютных минимальных температур, которые в качестве примера для Бишкека представлены на рисунке 8.11 и в таблице 8.19, являются далеко не совпадающими даже для одной и той же станции. На этом рисунке, как и в поле других температур, хорошо виден резко

колебательный характер 11-летней кривой для января (7 фаз) с очень большим общим размахом кривой – 7,7 °С. При этом в десятилетие 1933–1943 гг. в поле экстремально низких температур потеплело на целых 4,9 °С (в поле средних минимальных температур потепление было таким же – 5,0 °С). Еще одно очень сильное потепление в январе на 4,6 °С, происходило в 1974–1988 гг. Главный минимум на кривой пришелся на 1952 г., когда наблюдалось весьма существенное понижение температуры, на –3,6 °С. Этот минимум очень слабо заметен на апрельской кривой, достаточно хорошо выражен на октябрьской и совсем отсутствует в июле, когда в 1940–1953 здесь, напротив, имело место потепление на 1,1 °С.

Таблица 8.19 – Временные изменения абсолютной минимальной температуры (ΔT , °С) центральных месяцев сезонов на МС Бишкек по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

Январь	Годы	1933–1943	1943–1952	1952–1964	1964–1974	1974–1988	1988–1993	1993–2004
	ΔT , °С	4,9	-3,6	2,3	-0,9	4,6	-0,2	0,6
Апрель	Годы	1933–1946	1946–1955	1955–1973	1973–2004			
	ΔT , °С	1,0	-1,8	2,9	-0,4			
Июль	Годы	1933–1940	1940–1953	1953–1967	1967–1978	1978–1984	1984–2004	
	ΔT , °С	-1,0	1,1	-0,2	1,6	-1,2	0,2	
Октябрь	Годы	1933–1940	1940–1956	1956–1968	1968–1990	1990–2002		
	ΔT , °С	1,4	-2,6	2,6	-2,5	4,5		



В апреле и июле для Бишкека степень колеблемости 11-летних кривых абсолютных минимальных температур сильно уменьшается, имея размахи только 2,9 и 2,5 °С, т.е. примерно в 2,5–3 раза меньше, чем в январе. В октябре размах кривой увеличивается до 4,5 °С и наблюдается переход к сильной зимней колеблемости температур по фазам.

Таким образом, зимой наблюдающийся общий хорошо выраженный процесс потепления в поле абсолютных минимальных температур имел, как обычно, и фазы сильных временных похолоданий, которые резко уменьшаются весной, слабее всего выражены летом и вновь усиливаются осенью при переходе к зимнему режиму температур.

3. Нормы средних абсолютных минимальных температур и их СКО в последовательные периоды 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. Нормы абсолютных минимальных температур и их средние квадратические отклонения (СКО) в три последовательных периода 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. являются прямым следствием рассмотренных выше временных изменений этих температур. Значения норм для года и центральных месяцев сезонов, а также значения СКО приведены в таблице 8.20, где дополнительно даны и значения этих характеристик для всего периода работы станций. Как и ранее, в ней приведены заключения о статистической значимости/незначимости различий значений норм абсолютных минимальных температур и их СКО начальным (1931–1960 гг.), конечным (1991–2009 гг.) периодами и базовым периодом (1961–1990 гг.), полученными соответственно по t и F -критериям на уровне доверительной вероятности $p=0,95$.

Таблица 8.20 – Нормы абсолютных минимальных температур и их СКО для трех последовательных периодов и за общий период наблюдений в целом по трем длиннорядным станциям

Станция (высота)	Период наблюдений, годы	$T_{\text{абс. мин}}$ (°С)	СКО, °С	Значимость различий средних	Значимость различий дисперсий
1	2	3	4	5	6
Год					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	-3,80	1,62		
	1931–1960	-4,91	1,19	Значимо	Незначимо
	1961–1990	-3,51	1,08		
	1991–2009	-2,10	1,19	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	-3,98	1,46		
	1932–1960	-5,22	1,14	Значимо	Незначимо
	1961–1990	-3,51	1,00		
	1991–2009	-2,89	1,20	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	-6,08	1,05		
	1931–1960	-6,32	0,88	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-6,03	1,01		
	1991–2009	-5,55	1,11	Незначимо	Незначимо
Январь (зима)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	-19,93	4,83		
	1931–1960	-21,64	5,02	Значимо	Незначимо
	1961–1990	-19,38	3,70		
	1991–2009	-16,75	3,72	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	-20,28	4,34		
	1932–1960	-21,78	4,50	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-20,06	4,37		
	1991–2009	-18,41	3,33	Незначимо	Незначимо

Продолжение таблицы 8.20					
1	2	3	4	5	6
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	-18,17	3,35		
	1931–1960	-18,11	2,94	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-17,93	3,08		
	1991–2009	-17,71	3,72	Незначимо	Незначимо
Апрель (весна)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	-1,82	3,11		
	1931–1960	-2,82	3,59	Значимо	Значимо
	1961–1990	-1,30	2,21		
	1991–2009	-1,20	3,44	Незначимо	Значимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	-1,97	3,19		
	1932–1960	-2,99	3,31	Значимо	Значимо
	1961–1990	-0,82	2,14		
	1991–2009	-2,30	3,90	Незначимо	Значимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	-6,34	4,01		
	1931–1960	-7,75	4,40	Значимо	Незначимо
	1961–1990	-5,74	3,48		
	1991–2009	-5,83	4,57	Незначимо	Незначимо
Июль (лето)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	12,31	1,78		
	1931–1960	11,70	1,90	Значимо	Незначимо
	1961–1990	12,61	1,68		
	1991–2009	12,65	1,63	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	11,94	1,88		
	1932–1960	11,42	1,70	Значимо	Незначимо
	1961–1990	12,55	1,68		
	1991–2009	11,73	2,22	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	7,85	1,99		
	1931–1960	8,10	2,16	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	8,27	1,98		
	1991–2009	7,09	1,25	Незначимо	Незначимо
Октябрь (осень)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	-3,03	3,06		
	1931–1960	-3,49	3,08	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-3,09	2,61		
	1991–2009	-1,68	3,34	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	-3,11	2,86		
	1932–1960	-3,34	3,03	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-3,32	2,33		
	1991–2009	-2,46	3,37	Незначимо	Значимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	-6,82	3,89		
	1931–1960	-6,84	4,28	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	-7,22	3,51		
	1991–2009	-5,41	3,92	Значимо	Незначимо

Из данных таблицы 8.20 видно, что на всех долинных станциях по трем последовательным периодам в среднем *для года* нормы абсолютных минимальных температур росли монотонно, так что на МС Бишкек (–4,9, –3,5 и –2,1 °С) общее увеличение нормы составило 2,8 °С, на МС Токмак (–5,2, –3,5 и –2,9 °С) –2,3 °С, а на МС Байтык (–6,3, –6,0

и –5,6) оно было значительно меньше – только 0,8 °С. Напомним, что на МС Байтык в поле средних минимальных температур изменения норм по периодам практически отсутствовало. Годовые значения СКО в поле абсолютных минимальных температур колебались в пределах 0,88–1,20 °С. Более наглядная картина изменений этих характеристик по трем периодам вырисовывается по сезонам года.

Зимой (январь) на долинных станциях от периода к периоду наблюдался монотонный и очень высокий рост норм абсолютных минимальных температур. Так, в Бишкеке (–21,6, –19,4 и –16,8 °С) он составляет 4,9 °С, а в Токмаке (–21,8, –20,1 и –18,4 °С) был равен 3,4 °С. На МС Байтык (–18,1, –17,9 и –17,7 °С) общий рост был очень мал – всего 0,4 °С (в поле средних минимальных температур он отсутствовал). Зимние значения СКО, как и для средних минимальных температур, в 3–4 раза и более выше годовых и являются самыми высокими по сезонам (2,94–5,02 °С), что говорит об очень большой зимней межгодовой колеблемости абсолютных минимальных температур от года к году.

Весной (апрель) в Бишкеке рост норм абсолютных минимальных температур имеет колебательный характер (–2,8, –1,3 и –1,2 °С) и поэтому в итоге в 9,4 раза меньше, чем для зимы – всего на 0,5 °С, в Токмаке (–3,0, –0,8 и –2,3 °С) по этой же причине он так же мал, 0,7 °С. Напротив, на МС Байтык, вследствие монотонности, он достаточно велик, на 1,9 °С. Весенние СКО лишь весьма немного уменьшаются по сравнению с зимними значениями, составляя диапазон 2,14–4,57 °С. При этом обращает на себя внимание несколько более высокие значения СКО по Байтыку – 3,48–4,57 °С.

Летом (июль) на станции Бишкек нормы абсолютных минимальных температур (11,7, 12,6 и 12,7 °С) от периода к периоду монотонно повышаются на 1,0 °С. В Токмаке за счет колебательного характера их изменений (11,4, 12,6 и 11,7 °С) повышение мало и составляет только 0,3 °С, а в Байтыке (8,1, 8,3 и 7,1 °С) они, напротив, уменьшаются на 1,0 °С. Летние значения СКО самые низкие по сезонам, находятся в диапазоне 1,25–2,22 °С.

Осенью (октябрь) в Бишкеке нормы абсолютных минимальных температур по периодам существенно повышаются, на 1,8 °С (–3,5, –3,1 и –1,7 °С). В Токмаке также происходит монотонное повышение норм от начального периода к последнему, но только на 0,9 °С (–3,3, –3,3 и –2,5 °С). На низкогорной МС Байтык наблюдался колебательный характер изменения норм (–6,8, –7,2 и –5,4 °С), давший, однако, существенное повышение – на 1,5 °С. Осенние значения СКО на всех станциях по сравнению с летними, как обычно, увеличились (диапазон 2,61–4,28 °С), что соответствует переходу к зимнему режиму абсолютных минимальных температур.

Таблица 8.21 – Сравнительные оценки норм (°С) средних, средних минимальных (средних ночных) и абсолютных минимальных (экстремально низких) температур по длиннорядным станциям, рассчитанные за 1991–2009 гг. (современный климат)

Станция (z, км)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км)	Средняя	-2,4	12,5	25,0	11,9	11,4
	Сред. мин.	-7,2	6,7	18,4	5,6	5,9
	Абс. мин.	-16,8	-1,2	12,7	-1,7	-2,1
Токмак (0,82 км)	Средняя	-2,8	12,6	24,1	11,0	11,3
	Сред. мин.	-7,5	6,6	17,3	4,7	5,4
	Абс. мин.	-18,4	-0,8	11,7	-2,5	-2,9
Байтык (1,58 км)	Средняя	-4,6	7,4	18,3	7,0	6,8
	Сред. мин.	-8,8	2,5	12,7	2,2	2,1
	Абс. мин.	-17,7	-5,8	7,1	-5,4	-5,6

В заключение приведем таблицу 8.21, содержащую сводку оценок норм средних, средних минимальных и абсолютных минимальных температур по трем длиннорядным

станциям, полученным за последний 19-летний период 1991–2009 гг. (современный климат). Эти данные наглядно характеризуют в полях норм этих температур современный климат Чуйской долины. Скорее всего, эти оценки норм существенно не изменятся по сравнению с их значениями, которые будут получены в будущем по полному тридцатилетию 1991–2020 гг.

8.5 Изменения средних максимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.

В разделах 8.3 и 8.4 мы рассмотрели изменение по станциям средних минимальных (средних ночных) и абсолютных минимальных (экстремально низких) температур в период 1930–2009 гг. В настоящем разделе мы проанализируем изменение средних максимальных (средних дневных), а в следующем 8.6 – абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур воздуха.

Средние максимальные температуры для каждого месяца года находятся на метеостанциях путем осреднения измеренных значений максимальных температур за каждые сутки. Как уже отмечалось, они наглядно характеризуют *средние температурные условия второй (послеполуденной) половины дня* заданного месяца, когда наступает ее максимум в суточном ходе. Эти характеристики очень важны для анализа и описания климата. Например, в условиях жаркого лета, характерного для Чуйской долины, повышение средних максимальных температур летних месяцев будет означать ухудшение комфортности климата лета, так как дни в среднем станут еще жарче. Напротив, их повышение в холодную половину года несомненно повысит комфортность ее климата, так дни в эти месяцы станут теплее.

Если рассмотренные в разд. 8.3 средние минимальные температуры определялись как средние ночные, то по аналогии «средние максимальные температуры» будем определять как «средние дневные температуры», считая эти термины равнозначными.

1. Основные тенденции изменения средних максимальных температур – тренды временных рядов. Характеристики трендов временных рядов средних максимальных (средних дневных) температур по 7 станциям Чуйской долины и склона Киргизского хребта за период их работы приведены в таблице 8.22. В ней использованы те же обозначения, что и в таблице 8.1, поэтому статистические пояснения характеристик здесь опущены. Жирным шрифтом в таблице, как обычно, выделены статистически значимые тренды ($p=0,95$). В качестве иллюстрации на рисунке 8.12 показан временной ход за 1928–2009 гг. средних максимальных температур с графиками линейных трендов для станции Бишкек для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября.

Как уже отмечалось, наиболее длительные наблюдения за максимальными температурами имеют станции Токмак (81 год), Бишкек (82 года) и Байтык (96 лет), результаты и выводы по которым являются наиболее полными и достоверными.

Чуйская долина. В Чуйской долине (таблица 8.22) в 80-летний период 1930–2009 гг. средние максимальные (средние дневные) температуры в целом для года на станциях Бишкек и Токмак росли со скоростью $0,26\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$, т.е. примерно такой же, как и для средних и средних минимальных (средние ночных) температур. На МС Чуйской за последние 38 лет эта скорость была в два раза больше – $0,53\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. По всем трем станциям она являлась статистически значимой. В результате, за период наблюдений станций годовые средние максимальные температуры выросли так: Чуйская – $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, Бишкек – $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и Токмак – $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако ни одна из этих станций не дает значимых трендов роста средних дневных температур во все сезоны года одновременно.

Зимой (январь) наблюдалась наибольшая по сезонам и статистически значимая скорость роста на МС Бишкек, $0,50\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. В Токмаке она была примерно в два раза меньше – $0,28\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Это дало величину потепления ΔT за период работы станций, равную $4,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Бишкеке и $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Токмаке. В Чуйской за последние 38 лет тренд был слабо отрицателен и статистически незначим ($-0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). В целом на станциях Бишкек и Токмак зимнее потепление было самым высоким из сезонных в поле средних максимальных (средних дневных) температур воздуха, и примерно аналогичном карти- не потепления в полях средних и средних минимальных (средних ночных) температур.

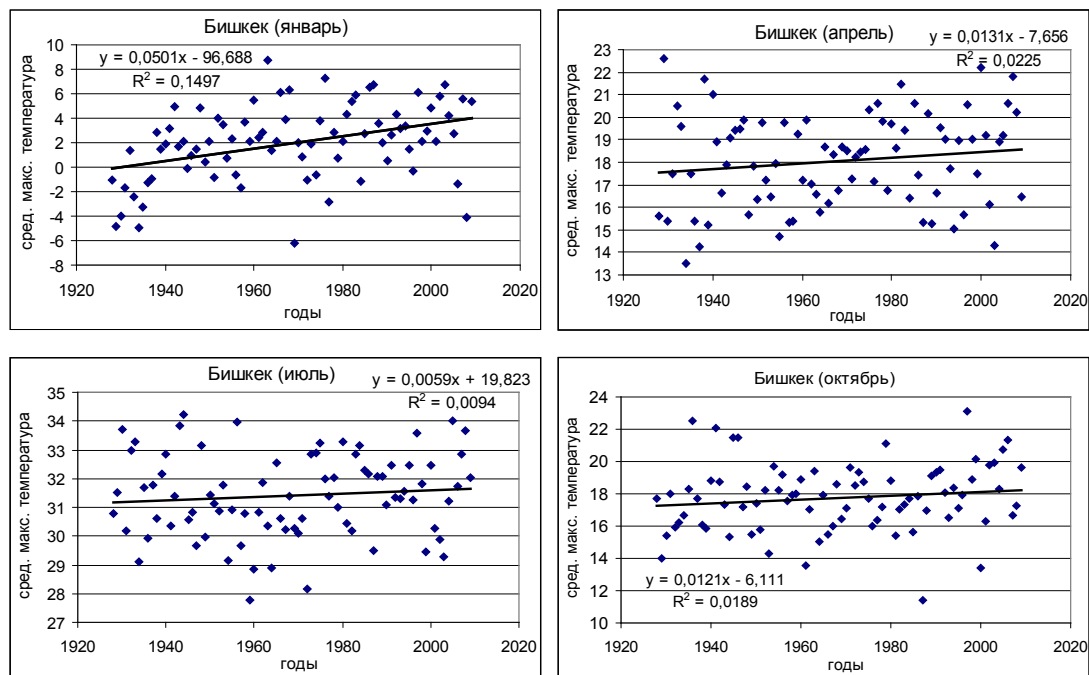


Рисунок 8.12 – Временной ход средних максимальных температур (точки) с линиями и уравнениями линейных трендов для центральных месяцев сезонов на МС Бишкек

Весной (апрель) на всех долинных станциях тренды средних максимальных температур незначимы. В Бишкеке b_1 уменьшается по сравнению с январем в 3,9 раза ($b_1=0,13\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), в Токмаке в два раза ($b_1=0,14\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). В результате, величины весенних потеплений ΔT на этих станциях были малы и составили около $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В Чуйской за последние 38 лет скорость потепления была близка к нулевой ($b_1=0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). Это говорит о том, что за период с 1930 по 2009 г. на станциях Токмак и Бишкек закономерное потепление средних максимальных температур в апреле, как и для средних и средних ночных температур, было весьма слабым.

Летом (июль) в Бишкеке тренд средних дневных температур был близок к нулевому ($0,06\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), т.е. потепление практически отсутствовало. На станции Токмак, напротив, июльский тренд возрастает и становится статистически значимым ($b_1=0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), что дает $\Delta T=1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. В Чуйской за последние 38 лет тренд был отрицательным и незначимым ($b_1=-0,12\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). Это еще раз подчеркивает всю сложность и неоднозначность наблюдающейся картины потеплений даже в близлежащих районах.

Осенью (октябрь) скорости роста средних максимальных температур на станциях Бишкек и Токмак остались малыми и статистически незначимыми (соответственно $0,12$ и $0,11\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), т.е. переход к высоким зимним скоростям роста в октябре еще отчетли-

Таблица 8.22 – Характеристики линейных трендов средних максимальных температур для года и центральных месяцев сезонов (y – температура, °C, x – год (например, 2009 г.))

Сезон года	Коэффициент детерминации, R^2	Уравнение тренда	Угловой коэффициент тренда, b_1 , °C/10 лет	Значение $\Delta T^\circ C$ за период наблюдений
МС Чуйская (0,60 км, 1972 – 2009 гг., 38 лет) – ось долины, ее северная зона				
Год	0,398	$y = 0,0534x - 88,865 \pm 0,71$	0,53	1,97
Зима	0,000	$y = -0,0054x + 11,214 \pm 2,78$	-0,05	-0,20
Весна	0,001	$y = 0,0054x + 8,531 \pm 2,07$	0,05	0,20
Лето	0,015	$y = -0,0118x + 55,879 \pm 1,03$	-0,12	-0,44
Осень	0,082	$y = 0,0646x - 110,106 \pm 2,35$	0,65	2,39
МС Токмак (0,82 км, 1929 – 2009 гг., 81 год) – восточная зона долины				
Год	0,380	$y = 0,0259x - 33,417 \pm 0,74$	0,26	2,02
Зима	0,049	$y = 0,0278x - 51,321 \pm 2,75$	0,28	2,17
Весна	0,025	$y = 0,0139x - 8,324 \pm 1,97$	0,14	1,08
Лето	0,072	$y = 0,0170x - 2,492 \pm 1,37$	0,17	1,33
Осень	0,015	$y = 0,0114x - 3,881 \pm 2,10$	0,11	0,89
МС Бишкек (0,76 км, 1928 – 2009 гг., 82 года) – подгорная равнина				
Год	0,402	$y = 0,0262x - 34,640 \pm 0,77$	0,26	2,15
Зима	0,150	$y = 0,0501x - 96,688 \pm 2,86$	0,50	4,11
Весна	0,023	$y = 0,0132x - 7,656 \pm 2,06$	0,13	1,07
Лето	0,009	$y = 0,0059x + 19,823 \pm 1,45$	0,06	0,48
Осень	0,019	$y = 0,0121x - 6,111 \pm 2,09$	0,12	0,99
МС Юрьевка (1,03 км, 1957 – 2009 гг., 53 года) – подножье хребта				
Год	0,352	$y = 0,0313x - 45,995 \pm 0,65$	0,31	1,60
Зима	0,002	$y = -0,0081x + 18,867 \pm 2,85$	-0,08	-0,41
Весна	0,048	$y = 0,0255x - 33,829 \pm 1,75$	0,25	1,30
Лето	0,138	$y = 0,0323x - 34,629 \pm 1,24$	0,28	1,50
Осень	0,080	$y = 0,0391x - 61,276 \pm 2,03$	0,39	2,00
МС Байтык (1,58 км, 1914 – 2009 гг., 96 лет) – низкогорная зона				
Год	0,082	$y = 0,0095x - 6,356 \pm 0,88$	0,09	0,90
Зима	0,019	$y = 0,0131x - 24,324 \pm 2,64$	0,13	1,24
Весна	0,051	$y = 0,0166x - 20,65 \pm 1,98$	0,17	1,58
Лето	0,004	$y = 0,0034x + 16,988 \pm 1,49$	0,03	0,32
Осень	0,000	$y = 0,0008x + 11,054 \pm 2,06$	0,01	0,07
МС Альплагерь (2,13 км, 1978 – 2009 гг., 32 года) – среднегорная зона				
Год	0,178	$y = 0,0268x - 44,446 \pm 0,53$	0,27	0,83
Зима	0,024	$y = -0,0344x + 66,839 \pm 2,04$	-0,34	-1,07
Весна	0,007	$y = 0,0183x - 27,964 \pm 2,03$	0,18	0,57
Лето	0,010	$y = -0,0133x + 45,978 \pm 1,20$	-0,13	-0,41
Осень	0,028	$y = 0,0382x - 66,758 \pm 2,09$	0,38	1,18
МС Тюя-Ашу юж. (3,23 км, 1958 – 2009 гг., 52 года) – высокогорная зона				
Год	0,005	$y = 0,0033x - 5,318 \pm 0,64$	0,03	0,15
Зима	0,021	$y = -0,0213x + 32,786 \pm 2,05$	-0,21	-0,98
Весна	0,045	$y = -0,0273x + 55,504 \pm 1,80$	-0,27	-1,26
Лето	0,021	$y = 0,0147x - 17,842 \pm 1,41$	0,15	0,67
Осень	0,067	$y = 0,0315x - 61,257 \pm 1,68$	0,32	1,45

во не выражен. Правда, станция Чуйская дает аномально высокий тренд – $b_I=0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет. Однако напомним, что она отражает ситуацию только за последние 38 лет, и поэтому мало показательна для всего периода 1930–2009 гг.

Для Бишкека картина временного изменения средних максимальных температур по сезонам за 1929–2009 гг. с диаграммой рассеивания опытных точек и линиями трендов наглядно представлена на графиках рисунка 8.12. Хорошо видно, что диаграмма в форме относительно узкой полосы линейного характера со значительным углом наклона наблюдается в январе. В другие сезоны этот наклон мал, а случайное рассеяние точек более значительно.

В заключение приведем, как обычно, для Бишкека (таблица 8.23) сводку сравнительных трендовых оценок абсолютных минимальных, средних минимальных, средних и средних максимальных температур для января и июля в различные десятилетия 1930–2020 гг. (2020 г. прогноз), дающих картину их повышения во времени, т.е. историю современного изменения его климата в полях различных температур воздуха. Например, наглядно видно, что по данным трендов средние максимальные (средние дневные) температуры выросли в январе от $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1930 г. до $4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 2010 г., тогда как в июле они выросли только от $31,2$ до $31,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. практически не изменились. Это говорит о весьма благоприятной картине повышения зимней комфортности климата Бишкека за последние 80 лет в поле средних дневных температур. Скорее всего, эта тенденция сохранится или существенно не изменится и на весь период до 2020 года.

Таблица 8.23 – Рассчитанные по МС Бишкек для десятилетий трендовые оценки различных характеристик температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в период 1930–2020 гг. для января и июля

Год	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
Абсолютные минимальные (экстремально низкие) температуры										
Январь	-23,7	-22,7	-21,7	-20,8	-19,8	-18,8	-17,8	-16,9	-15,9	-14,9
Июль	11,9	12,0	12,1	12,3	12,4	12,6	12,7	12,8	13,0	13,1
Средние минимальные (средние ночные) температуры										
Январь	-10,9	-10,3	-9,8	-9,2	-8,7	-8,1	-7,6	-7,1	-6,5	-6,0
Июль	17,1	17,2	17,4	17,5	17,7	17,8	17,9	18,1	18,2	18,4
Средние температуры										
Январь	-5,4	-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-1,5	-1,0
Июль	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,6	24,6	24,6	24,6
Средние максимальные (средние дневные) температуры										
Январь	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5
Июль	31,2	31,3	31,3	31,4	31,4	31,5	31,6	31,6	31,7	31,7

Склон Киргизского хребта. Как и в полях других рассмотренных характеристик температуры, только станция Юрьевка (1,03 км), находящаяся в зоне подножья, т.е. сопредельно с долинными станциями, за 53-летний период 1957–2009 гг., имеет в целом для года в поле средних максимальных температур аналогичную с Бишкеком и Томаком и скорость роста, равную $0,31\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет (статистически значима). Значение потепления на ней составило $\Delta T=1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Уже на среднегорной станции Байтык (1,58 км), данные которой наиболее показательны вследствие ее длиннорядности, коэффициент тренда мал, $b_I=0,095\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, что привело к потеплению за 96 лет только на $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Среднегорная МС Альплагерь (2,13 км) дает значительную и статистически значимую скорость потепления ($b_I=0,27\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет), но ее наблюдения соответствуют лишь последнему 32-летнему периоду 1978–2009 гг. и поэтому не показательны в целом для 1930–2009 гг. На более длиннорядной (1958–2009 гг.) высокогорной Тюя-Ашу юж. (3,23 км)

тренд практически нулевой – $b_1=0,03$ °C/10 лет. Следовательно, за последние 80 лет в целом при такой сложной и противоречивой картине для склоновой части хребта наиболее уверенно судить о наблюдаемых здесь скоростях изменениях средних дневных температур для года можно только по данным МС Байтык.

По сезонам для склоновой части хребта вырисовывается не менее противоречивая картина изменения средних максимальных температур. Так, в зоне подножья по 53-летним данным МС Юрьевка весной, летом и осенью скорости потепления были высоки и составляли 0,25–0,39 °C/10 лет, причем осенняя (0,39 °C/10 лет) является статистически значимой. Зимой же на этой станции тренд был слабо отрицателен (–0,08 °C/10 лет). В низкогорной зоне на МС Байтык (наиболее показательная станция, 96 лет) относительно заметная скорость роста наблюдалась только зимой (0,13 °C/10 лет, статистически незначима) и весной (0,17 °C/10 лет, статистически значима), тогда как летом и осенью она была практически нулевой (0,01–0,03 °C/10 лет). Короткорядная среднегорная МС Альплагерь (1978–2009 гг.) дает колебание скоростей в очень широком диапазоне, от большой отрицательной, –0,34 °C/10 лет (зима), до большой положительной – 0,38 °C/10 лет (осень). На высокогорной Тюя-Ашу юж. (1958–2009 гг.) картина аналогична – зимой и весной наблюдались отрицательные скорости роста, –0,21 и –0,27 °C/10 лет, а летом и осенью положительные, 0,15 и 0,32 °C/10 лет. При этом все они статистически незначимы.

Таким образом, все это позволяет заключить, что в 80-летний период 1930–2009 гг. в склоновой части Киргизского хребта относительно небольшое потепление в поле средних максимальных температур, скорее всего, наблюдалось лишь в низкогорной зоне и в целом для года, зимы и весны, а летом и осенью его не было, о чем можно судить по данным длиннорядной МС Байтык.

В заключение, как обычно, приведем сводку трендовых оценок потеплений/похолоданий ΔT (°C) по сезонам в полях рассмотренных выше различных температур для длиннорядных станций Токмак, Бишкек и Байтык (таблица 8.24).

Таблица 8.24 – Трендовые оценки значений потеплений/похолоданий ΔT (°C) по трем длиннорядным станциям в полях различных температур за период их наблюдений

Станция (z (км), период наблюдений)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км, 82 г.)	Сред. макс.	4,1	1,1	0,5	1,0	2,2
	Средняя	4,0	0,7	0,1	1,3	2,0
	Сред. мин.	4,4	0,9	1,2	1,1	2,4
	Абс. мин.	8,0	1,6	1,1	2,5	3,9
Токмак (0,82 км, 81 г.)	Сред. макс.	2,2	1,1	1,3	0,9	2,0
	Средняя	2,8	1,4	1,0	1,7	2,3
	Сред. мин.	3,2	1,3	1,2	1,1	2,3
	Абс. мин.	5,5	1,4	0,7	1,0	3,4
Байтык (1,58 км, 96 лет)	Сред. макс.	1,2	1,6	0,3	0,1	0,9
	Средняя	0,3	1,0	0,4	–0,5	0,5
	Сред. мин.	0,8	0,4	–0,05	–0,4	0,4
	Абс. мин.	1,9	0,8	–0,3	1,9	0,9

Очень хорошо видно, что в январе для двух долинных станций Бишкек и Токмак величина потепления ΔT для средних, средних минимальных (средних ночных) и средних максимальных (средних дневных) температур была примерно одинакова по каждой из станций, составляя в Бишкеке 4,0–4,4 °C, а в Токмаке 2,2–3,2 °C. В поле абсолютных минимальных температур значение потеплений было наибольшее, увеличиваясь примерно

в два раза и достигая соответственно 8,0 и 5,5 °С. Качественно аналогичная картина по обеим станциям наблюдается и для года в целом, но годовые значения потеплений здесь меньше. Во все остальные сезоны такой картины нет. Во-первых, значения ΔT для всех температур весной, летом и осенью значительно ниже зимних, и могут быть даже слабо отрицательными, во вторых – какая-либо четкая закономерность их изменений отсутствует.

Для низкогорной станции Байтык указанные выше *зимняя и годовая* закономерности в изменениях ΔT , характерных для долинных станций, прослеживаются уже гораздо слабее, на пределе их обнаружения. По сезонам какой-либо достаточно четкой картины изменений ΔT здесь также нет.

2. Временная структура хода средних максимальных температур. На рисунке 8.13 показан временной ход средних максимальных (средних дневных) температур для года по трем длиннорядным станциям Бишкек (1928–2009 гг.), Токмак (1932–2009 гг.) и Байтык (1915–2009 гг.) с нанесенными кривыми 11-летних скользящих средних. Хорошо видно, что и для этих характеристик температуры, кривые имеют характерный для них сложный колебательный характер, различающийся в деталях по станциям. При этом для двух долинных станций – Бишкек и Токмак, они достаточно близки по виду, тогда как кривая для среднегорной станции Байтык имеет хорошо заметные отличия – очень слабо колеблется после 1954 г., давая за полувековой период к 2004 г. равномерное повышение температуры на 1,0 °С.

Кривые, как обычно, состоят из случайных фаз случайных повышений и понижений средних максимальных (средних дневных) температур на станциях в разные интервалы. Общим для них являются наблюдаемые закономерные колебательные повышения температуры от их начала к концам, однако, различные по величине на разных станциях. Эта основная тенденция (тренды) была выявлена и исследована нами выше. Как уже отмечалось, такого рода кривые отражают историю изменений климата в поле этих температур.

В таблице 8.25 представлены результаты обработки рисунка 8.13 методом линейно-кусочной аппроксимации, описанной в разделе 8.2, с выделением наблюдавшихся фаз потеплений, похолоданий и примерно ровного хода температуры. Из нее видно, что в *среднем за год* для средних максимальных температур на разных станциях границы фаз и величина их амплитуды ΔT , как и в других рассмотренных случаях, совпадали весьма условно. Так, например, пик фазы максимального потепления в начальные годы приходился на всех станциях на 1942–1943 гг., но был весьма различен по амплитуде: в Бишкеке $\Delta T=1,1$ °С, в Токмаке $\Delta T=0,5$ °С (правда, здесь данные только с 1937 г. и поэтому возможно занижение), в Байтыке, против обычного, $\Delta T=1,8$ °С. Последующее похолодание на станциях в 1942/43–1953/54 гг. были равны соответственно –0,9, –0,8 и –1,4 °С, т.е. похолодание в Байтыке также было более высоким. После этого кривые для Бишкека и Токмака, умеренно колеблясь, дают существенное повышение температуры к 2004 г. на 1,9 и 2,0 °С соответственно, тогда как в Байтыке колебания были слабыми и потепление было в два раза меньше, только 1,0 °С.

Если для средних максимальных температур в среднем для года совпадение хода 11-летних кривых по долинным станциям можно считать удовлетворительным, то *по сезонам* даже для одной и той же станции этого не наблюдается. Напротив, картина здесь, как и для других характеристик температуры резко асимметрична. Это хорошо можно видеть на примере станции Бишкек, по данным для центральных месяцев сезонов, приведенным на рисунке 8.14 и в таблице 8.26. На них хорошо виден резко колебательный характер 11-летней кривой для января (7 фаз) с ее очень большим общим размахом, равным 5,6 °С. При этом в десятилетие 1933–1943 гг. потепление ΔT составило 4,1 °С. Напомним,

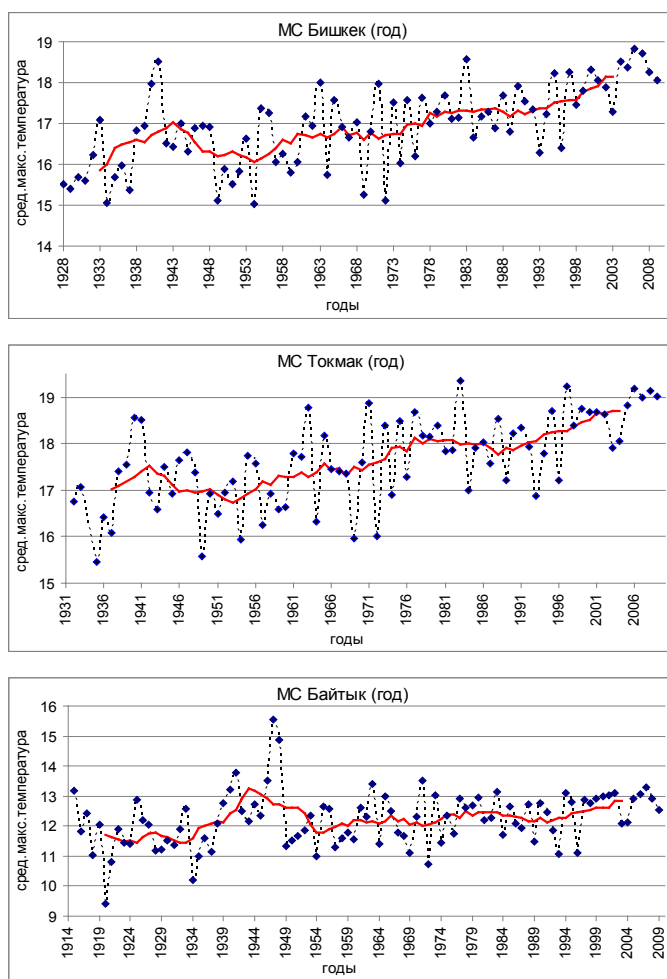


Рисунок 8.13 – Временной ход средних максимальных температур для года (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанциям Бишкек, Токмак и Байтык за период их наблюдений

Таблица 8.25 – Временные изменения средней максимальной температуры (ΔT , °C) для года на трех длиннорядных метеостанциях по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

МС Бишкек – год (0,76 км, 1933–2004 гг.)								
Годы	1933– 1943	1943– 1947	1947– 1954	1954– 1965	1965– 1969	1969– 1978	1978– 1988	1988– 2004
ΔT , °C	1,1	-0,7	-0,2	0,7	-0,3	0,6	0,0	0,9
МС Токмак – год (0,82 км, 1937–2004 гг.)								
Годы	1937– 1942	1942– 1946	1946– 1953	1953– 1977	1977– 1988	1988– 2004		
ΔT , °C	0,5	-0,5	-0,3	1,4	-0,3	0,9		
МС Байтык – год (1,58 км, 1920–2004 гг.)								
Годы	1920– 1933	1933– 1943	1943– 1951	1951– 1954	1954– 2004			
ΔT , °C	-0,3	1,8	-0,5	-0,9	1,0			

что в десятилетие 1933–1943 гг. в поле абсолютных минимальных температур потеплело на 4,9 °С, а в поле средних минимальных на 5,0 °С. Еще одно достаточно сильное потепление в январе в Бишкеке на 2,4 °С происходило в 1953–1963 гг. Фаза с основным понижением температуры в средней части кривой соответствовала 1963–1974 гг. с $\Delta T = -3,3$ °С. На апрельской, июльской и октябрьской кривых в это время наблюдалась фаза существенного повышения температуры, на 1,3–1,8 °С продолжавшаяся по 1975/78 гг. Характерно также, что на январских и октябрьских кривых после 2001 г. наметилась хорошо выраженная тенденция к похолоданию, тогда как на апрельской и июльской кривых этого нет.

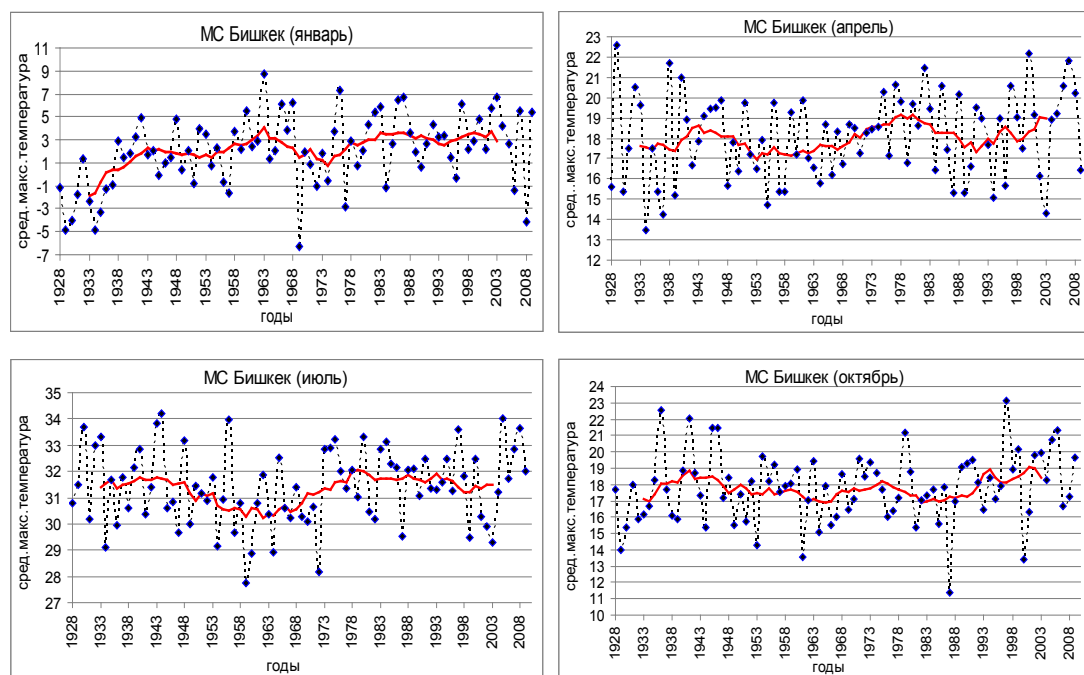


Рисунок 8.14 – Временной ход средних максимальных температур (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанции Бишкек для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября

Таблица 8.26 – Временные изменения средней максимальной температуры (ΔT , °С) для года на трех длиннорядных метеостанциях по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

Январь	Годы	1931–1943	1943–1953	1953–1963	1963–1974	1974–1983	1983–1993	1993–2004
	ΔT , °С	4,1	-0,6	2,4	-3,3	2,8	-1,0	1,2
Апрель	Годы	1933–1943	1943–1953	1953–1967	1967–1978	1978–1991	1991–2004	
	ΔT , °С	1,0	-1,7	0,6	1,7	-1,9	1,7	
Июль	Годы	1933–1943	1943–1963	1963–1978	1978–2004			
	ΔT , °С	0,4	-1,6	1,8	-0,5			
Октябрь	Годы	1933–1941	1941–1965	1965–1975	1975–1982	1982–1992	1992–2001	
	ΔT , °С	1,5	-2,0	1,3	-1,3	0,3	1,9	

Таким образом, зимой в поле средних максимальных температур, как и для других характеристик температур, общий поступательный процесс потепления имел фазы, как

резких потеплений, так и похолоданий. Наиболее сильно это выражалось зимой, когда и само потепление было более интенсивным. В апреле и июле фазы потеплений и похолоданий имели амплитуды примерно в два раза меньше. В октябре видна тенденция к усилению колебаний в ходе температуры, отражая ее переход к интенсивному зимнему потеплению.

3. Нормы средних максимальных температур и их СКО в последовательные периоды 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. Нормы средних максимальных (средних дневных) температур и их средние квадратические отклонения (СКО) по станциям в три последовательных периода 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. являются прямым следствием рассмотренных выше временных изменений этих температур. Нормы для года и центральных месяцев сезонов, а также значения СКО приведены в таблице 8.27, где даны эти характеристики для всего периода работы станций. Как и ранее, в ней приведены заключения о статистической значимости/незначимости различий значений норм температур и их СКО между начальным (1931–1960 гг.), конечным (1991–2009 гг.) периодами и базовым периодом (1961–1990 гг.), полученные соответственно по t и F -критериям на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ (риск ошибки равен 0,05 или 5 %).

Из данных таблицы 8.27 видно, что на двух долинных станциях по трем последовательным периодам в среднем для года нормы средних максимальных температур росли монотонно, так что и на МС Бишкек (16,4, 17,0 и 17,3 °С) и на МС Токмак (16,7, 17,8 и 18,4 °С) их общее увеличение составило 1,5 °С. На низкогорной МС Байтык (12,2, 12,3 и 12,6 °С) повышение норм было также монотонным, но малым, всего на 0,4 °С. Годовые значения СКО по станциям были малы и колебались в пределах 0,65–1,14 °С. Картина изменений этих характеристик по сезонам года выглядит следующим образом.

Таблица 8.27 – Нормы средних максимальных температур и их СКО для трех последовательных периодов и за период наблюдений в целом по длиннорядным станциям

Станция (z, км)	Период на- блюдений	$T_{\text{сред макс}}$ (°С)	СКО, °С	Значимость различий средних	Значимость различий дисперсий
Год					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	16,92	0,98		
	1931–1960	16,37	0,84	Значимо	Незначимо
	1961–1990	17,04	0,78		
	1991–2009	17,83	0,71	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	17,65	0,94		
	1932–1960	16,98	0,76	Значимо	Незначимо
	1961–1990	17,78	0,81		
	1991–2009	18,44	0,66	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	12,22	0,91		
	1931–1960	12,22	1,14	Незначимо	Значимо
	1961–1990	12,30	0,69		
	1991–2009	12,57	0,65	Незначимо	Незначимо
Январь (зима)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	1,98	3,08		
	1931–1960	1,12	2,52	Значимо	Незначимо
	1961–1990	2,69	3,23		
	1991–2009	3,03	2,74	Незначимо	Незначимо

<i>Продолжение таблицы 8.27</i>					
1	2	3	4	5	6
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	3,39	2,80		
	1932–1960	2,70	2,28	Незначимо	Значимо
	1961–1990	3,62	3,27		
	1991–2009	4,03	2,61	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	1,34	2,65		
	1931–1960	1,44	2,31	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	1,64	2,82		
	1991–2009	1,59	2,55	Незначимо	Незначимо
Апрель (весна)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	18,05	2,07		
	1931–1960	17,68	2,15	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	18,15	1,70		
	1991–2009	18,52	2,21	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	19,06	1,98		
	1932–1960	18,61	2,04	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	19,19	1,72		
	1991–2009	19,52	2,23	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	12,01	2,03		
	1931–1960	11,72	2,39	Незначимо	Значимо
	1961–1990	12,29	1,58		
	1991–2009	12,57	1,71	Незначимо	Незначимо
Июль (лето)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	31,39	1,45		
	1931–1960	31,17	1,62	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	31,34	1,32		
	1991–2009	31,72	1,35	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	31,00	1,42		
	1932–1960	30,45	1,32	Значимо	Незначимо
	1961–1990	31,33	1,41		
	1991–2009	31,28	1,39	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	23,68	1,49		
	1931–1960	23,76	1,86	Незначимо	Значимо
	1961–1990	23,77	1,30		
	1991–2009	23,66	1,30	Незначимо	Незначимо
Октябрь (осень)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	17,76	2,10		
	1931–1960	17,96	2,02	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	17,25	1,97		
	1991–2009	18,57	2,17	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	18,54	2,10		
	1932–1960	18,51	2,01	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	18,03	1,96		
	1991–2009	19,37	2,28	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	12,57	2,05		
	1931–1960	13,18	2,36	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	12,02	1,90		
	1991–2009	12,87	1,94	Значимо	Незначимо

Зимой (январь) на двух долинных станциях от периода к периоду наблюдается монотонный рост норм средних максимальных температур. Так, в Бишкеке (1,7, 2,7 и 3,0 °С)

он составил 1,9 °С, а в Токмаке (2,7, 3,6 и 4,0 °С) был несколько меньше, 1,2 °С. Заметим, что более высокие значения норм в Токмаке в течение осени, зимы и весны объясняются фоновым характером восточных ветров в этой части Чуйской долины, о чем уже говорилось в разделах 4.1 и 5.1. На низкогорной станции Байтык (1,4, 1,6 и 1,6 °С) общего роста норм по периодам практически нет (всего на 0,15 °С). Зимние значения СКО (диапазон 2,31–3,27 °С) примерно в три раза больше годовых, что говорит об очень большой межгодовой колеблемости средних максимальных температур в этот сезон.

Весной (апрель) рост норм средних дневных температур на всех трех станциях монотонен и составляет чуть менее 1 °С. Так, в Бишкеке он равен на 0,8 °С (17,7, 18,2 и 18,5 °С), в Токмаке – 0,9 °С (18,6, 19,2 и 19,5 °С). На МС Байтык, против обычного, наблюдается такой же рост норм, на 0,9 °С (11,7, 12,3 и 12,6 °С). Весенние значения СКО заметно уменьшаются по сравнению с зимними, составляя 1,70–2,39 °С.

Летом (июль) на станции Бишкек наблюдался монотонный и слабый рост, на 0,6 °С, норм средних дневных температур (31,2 31,3 и 31,7 °С). В Токмаке (30,5, 31,3 и 31,3 °С) рост норм хотя и имел колебательный характер, но был несколько больше – 0,8 °С. На низкогорной станции Байтык (23,8, 23,8 и 23,7 °С) нормы колебались и в итоге дали незначительное их уменьшение на –0,1 °С. Летние СКО, как и ранее, самые низкие по сезонам, находились в диапазоне 1,30–1,86 °С.

Осенью (октябрь) изменение норм по периодам носит колебательный характер по всем трем станциям. Так, в Бишкеке (18,0, 17,3 и 18,6 °С) от начального периода к последнему они в итоге растут на 0,6 °С, в Токмаке на 0,9 °С (18,5, 18,0 и 19,4 °С), а на Байтыке, как и летом, они слабо убывают на –0,3 °С. Осенние значения СКО увеличиваются (диапазон 1,90–2,36 °С), что обусловлено переходом к зимним условиям режима средних максимальных температур.

Таблица 8.28 – Оценки норм в полях различных температур воздуха (°С) по длиннорядным станциям, рассчитанные за 1991–2009 гг. (современный климат)

Станция (z, км)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км)	Сред. макс.	3,0	18,5	31,7	18,6	17,8
	Средняя	-2,4	12,5	25,0	11,9	11,4
	Сред. мин.	-7,2	6,7	18,4	5,6	5,9
	Абс. мин.	-16,8	-1,2	12,7	-1,7	-2,1
Токмак (0,82 км)	Сред. макс.	4,0	19,2	31,3	19,4	18,4
	Средняя	-2,8	12,6	24,1	11,0	11,3
	Сред. мин.	-7,5	6,6	17,3	4,7	5,4
	Абс. мин.	-18,4	-0,8	11,7	-2,5	-2,9
Байтык (1,58 км)	Сред. макс.	1,6	12,6	23,7	12,9	12,6
	Средняя	-4,6	7,4	18,3	7,0	6,8
	Сред. мин.	-8,8	2,5	12,7	2,2	2,1
	Абс. мин.	-17,7	-5,8	7,1	-5,4	-5,6

В заключение приведем таблицу 8.28 со сводкой норм всех рассмотренных выше различных характеристик температур по трем станциям, полученным за последний 19-летний период 1991–2009 гг. (современный климат). Эти данные наглядно характеризуют в полях норм средних, средних минимальных (средних ночных), абсолютных минимальных (экстремально низких) и средних максимальных (средних дневных) температур современный климат Чуйской долины. Скорее всего, эти оценки норм существенно не изменятся по сравнению с их значениями, которые будут получены по полному тридцатилетию 1991–2020 гг.

8.6 Изменения абсолютных максимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.

В этом разделе мы завершим рассмотрение временных изменений температуры в период 1930–2009 гг. анализом их рассчитанных *средних значений, найденных из абсолютных месячных максимальных температур*, т.е. как *средних* из их самых высоких месячных значений за каждый год. Как уже отмечалось, они дают характеристику «экстремально теплых погод», которые в среднем выводе могут возникать ежегодно в каждом месяце года. В суточном разрезе такие экстремально высокие температуры, как правило, будут соответствовать дневному послеполуденному времени одного из дней месяца, хотя в отдельных случаях могут приходиться и на другие части суток.

Хотя эти температуры являются *средними* из экстремально высоких, для краткости и исключения путаницы будем называть их просто *абсолютными максимальными* или *экстремально высокими температурами*, считая эти термины эквивалентными. Точно такой же подход был использован в разделе 8.4 для обозначения абсолютных минимальных температур.

Оценка потепления климата в поле абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур важна ничуть не менее чем в полях остальных температур воздуха. Без этого исследование было бы неполным. Если, например, какой-либо месяц года становится теплее, то это может происходить, в том числе, как за счет повышения абсолютных минимальных, так и абсолютных максимальных температур. Повышение абсолютных максимальных температур зимних месяцев будет означать повышение температурной комфортности зим. Напротив, рост этих температур, например, в жаркие летние месяцы в Чуйской долине будет означать повышение частоты и интенсивности экстремально жарких погод, т.е. уменьшение комфортности летнего климата долины.

1. Основные тенденции изменения абсолютных максимальных температур – тренды временных рядов. Характеристики трендов временных рядов абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур по 7 станциям Чуйской долины склона Киргизского хребта приведены в таблице 8.29, которая по форме и содержанию аналогична таблице 8.1. Жирным шрифтом в таблице, как обычно, выделены статистически значимые тренды ($p=0,95$). В качестве иллюстрации на рисунке 8.15 для станции Бишкек показан временной ход абсолютных максимальных температур с графиками линейных трендов для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября. Как и ранее, результаты анализа для длиннорядных станций Токмак (81 год), Бишкек (82 года) и Байтык (96 лет) будем использовать в качестве наиболее полных и достоверных.

Чуйская долина. В среднем для года на станциях Бишкек и Токмак наблюдалась достаточно высокая и статистически значимая скорость потепления в поле абсолютных максимальных температур, равная $0,30\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. В Чуйской за последние 38 лет она была еще больше – $0,47\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$, и также статистически значимой. Это привело для года к существенной величине потеплений ΔT в поле экстремально высоких температур за период работы станций соответственно на $2,5$, $2,3$ и $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Тем не менее, по Бишкеку и Токмаку это примерно в $1,5$ раза меньше, чем в поле экстремально низких годовых температур, для которых, как уже отмечалось, имела место самая высокая скорость потепления.

По сезонам картина потепления на станциях Бишкек и Токмак не одинакова. При этом следует отметить для Токмака удивительное постоянство по всем сезонам скорости роста абсолютных максимальных температур в период 1930–2002 гг. – около $0,27\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$.

Зимой (январь) В Бишкеке наблюдалась очень высокая скорость потепления абсолютных максимальных температур, превышающая их годовую в два раза и равная

Таблица 8.29 – Характеристики линейных трендов абсолютных максимальных температур для года и центральных месяцев сезонов (у – температура, °С, х – год (например, 2009 г.))

Сезон года	Коэффициент детерминации, R^2	Уравнение тренда	Угловой коэффициент тренда, $b, ^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$	Значение $\Delta T^\circ\text{C}$ за период наблюдений
МС Чуйская (0,60 км, 1972 – 2009 гг., 38 лет) – ось долины, ее северная зона				
Год	0,179	$y = 0,0468x - 66,743 \pm 1,09$	0,47	1,69
Январь	0,022	$y = -0,0573x + 124,015 \pm 4,13$	-0,57	-2,06
Апрель	0,054	$y = 0,0559x - 82,350 \pm 2,56$	0,56	2,01
Июль	0,001	$y = -0,0036x + 45,478 \pm 1,63$	-0,04	-0,13
Октябрь	0,042	$y = 0,0543x - 78,999 \pm 2,83$	0,54	1,96
МС Токмак (0,82 км, 1929 – 2009 гг., 81 год) – восточная зона долины				
Год	0,384	$y = 0,0297x - 31,702 \pm 0,85$	0,30	2,28
Январь	0,032	$y = 0,0265x - 39,673 \pm 3,27$	0,27	2,04
Апрель	0,043	$y = 0,0272x - 24,124 \pm 2,91$	0,27	2,10
Июль	0,083	$y = 0,0268x - 15,675 \pm 2,00$	0,27	2,06
Октябрь	0,044	$y = 0,0275x - 25,43 \pm 2,91$	0,28	2,12
МС Бишкек (0,76 км, 1928 – 2009 гг., 82 года) – подгорная равнина				
Год	0,429	$y = 0,0300x - 33,089 \pm 0,83$	0,30	2,46
Январь	0,171	$y = 0,0598x - 105,958 \pm 3,15$	0,60	4,90
Апрель	0,013	$y = 0,0137x + 1,209 \pm 2,86$	0,14	1,12
Июль	0,005	$y = 0,0060x + 25,502 \pm 2,04$	0,06	0,49
Октябрь	0,035	$y = 0,0246x - 20,658 \pm 3,08$	0,25	2,02
МС Юрьевка (1,03 км, 1957 – 2009 гг., 53 года) – подножье хребта				
Год	0,297	$y = 0,0369x - 48,206 \pm 0,87$	0,37	1,88
Зима	0,001	$y = 0,0064x - 0,793 \pm 2,99$	0,06	0,33
Весна	0,032	$y = 0,0352x - 43,267 \pm 2,95$	0,35	1,80
Лето	0,054	$y = 0,0328x - 29,450 \pm 2,11$	0,33	1,67
Осень	0,019	$y = 0,0223x - 17,342 \pm 2,47$	0,22	1,14
МС Байтык (1,58 км, 1914 – 2009 гг., 96 лет) – низкогорная зона склона				
Год	0,196	$y = 0,0180x - 14,726 \pm 1,01$	0,18	1,71
Зима	0,032	$y = 0,0185x - 26,033 \pm 2,83$	0,18	1,76
Весна	0,065	$y = 0,0295x - 35,84 \pm 3,10$	0,29	2,80
Лето	0,034	$y = 0,0134x + 3,424 \pm 1,97$	0,13	1,27
Осень	0,033	$y = 0,0186x - 14,715 \pm 2,78$	0,19	1,77
МС Альплагерь (2,13 км, 1978 – 2009 гг., 32 года) – среднегорная зона склона				
Год	0,091	$y = 0,0309x - 44,216 \pm 0,90$	0,31	0,96
Зима	0,010	$y = -0,0261x + 59,556 \pm 2,392$	-0,26	-0,81
Весна	0,041	$y = 0,0740x - 128,879 \pm 3,32$	0,74	2,29
Лето	0,061	$y = -0,0577x + 140,977 \pm 2,08$	-0,58	-1,79
Осень	0,003	$y = 0,0173x - 16,103 \pm 2,71$	0,17	0,54
МС Тюя-Ашу южн. (3,23 км, 1958 – 2009 гг., 52 года) – высокогорная зона склона				
Год	0,011	$y = 0,0060x - 4,075 \pm 0,82$	0,06	0,27
Зима	0,013	$y = -0,0204x + 38,232 \pm 2,57$	-0,20	-0,94
Весна	0,131	$y = -0,0550x + 117,304 \pm 2,02$	-0,55	-2,53
Лето	0,127	$y = 0,0530x - 87,878 \pm 1,98$	0,53	2,44
Осень	0,048	$y = 0,0362x - 63,134 \pm 2,30$	0,36	1,67

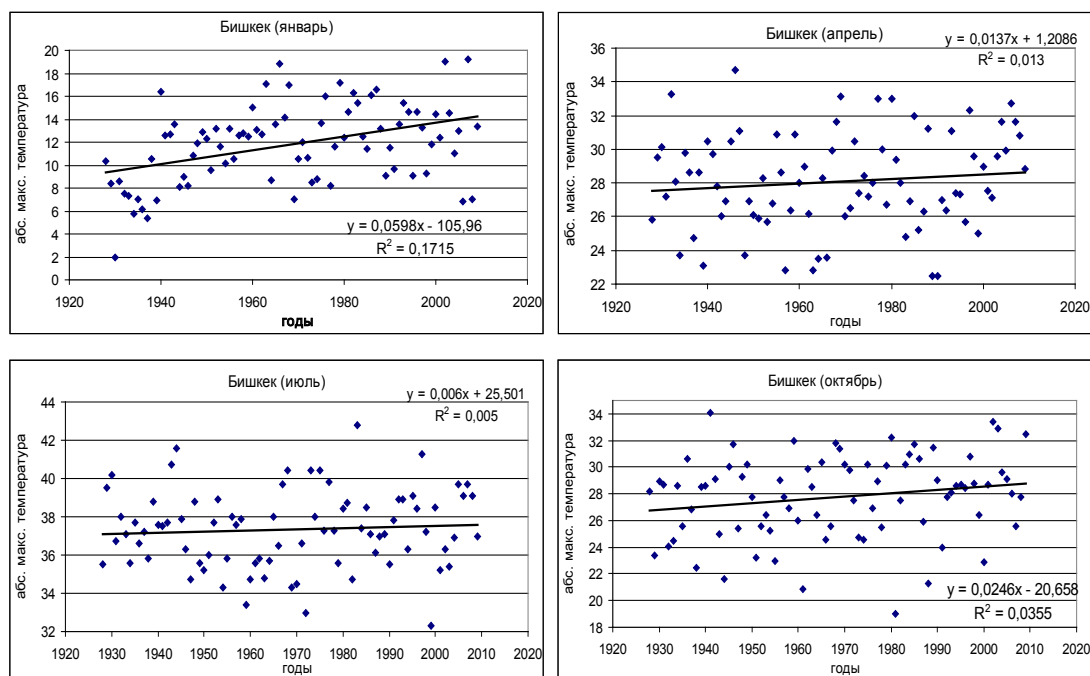


Рисунок 8.15 – Временной ход абсолютных максимальных температур (точки) с линиями и уравнениями линейных трендов для центральных месяцев сезонов на МС Бишкек

0,60 °C/10 лет, что дало величину потепления 4,9 °C. В Токмаке скорость зимнего потепления была в два раза меньше (0,27 °C/10 лет) и равнялась годовой, но при этом была статистически незначима. Это можно объяснить только большой случайной изменчивостью экстремально высоких температур на станции от года к году. Станция Чуйская, характеризующая только последние 38 лет, напротив, отмечала большую, правда статистически незначимую, скорость похолодания – $b_f = -0,57$ °C/10 лет. Таким образом, только в Бишкеке скорость потепления в экстремально высоких зимних температурах была, хотя и более низкой (примерно в 1,5 раза), но все же, достаточно близкой к скорости потепления в экстремально низких температурах.

Все это говорит о том, что в Бишкеке зимы теплели, прежде всего, за счет повышения экстремально низких температур – уменьшения повторяемости и уменьшения интенсивности аномально холодных погод. Но одновременно большую роль играл также фактор увеличения повторяемости и увеличения интенсивности аномально теплых погод. В Токмаке оба фактора примерно были равнозначны.

Весной (апрель) в Бишкеке b_f для экстремально высоких температур уменьшается по сравнению с январем в четыре раза ($b_f = 0,14$ °C/10 лет) и становится статистически незначимым. В Токмаке скорость остается такой же ($b_f = 0,27$ °C/10 лет), как и зимой, но, напротив, становится значимой. В Чуйской в последние 38 лет сильное зимнее похолодание сменяется таким же сильным весенним потеплением ($b_f = 0,56$ °C/10 лет, статистически незначимо).

Летом (июль) в Бишкеке угловой коэффициент тренда уменьшается практически до нулевого ($b_f = 0,06$ °C/10 лет), что дает потепление всего на 0,5 °C. В Токмаке тренд сохраняет свое достаточно высокое зимне-весеннее значение – 0,27 °C/10 лет, давшее потепление на 2,4 °C. Как и весной, этот тренд является статистически значимым. Станция Чуйская за период в 38 лет имеет незначимый слабо отрицательный тренд (–0,04 °C/10 лет).

Осенью (октябрь) в Бишкеке коэффициент b_i для абсолютно максимальных температур увеличился до 0,25 °C/10 лет, хотя и остался статистически незначимым. В октябре, таким образом, на станции произошла перестройка к высокой скорости роста, характерной для зимы. В Токмаке сохраняется сравнительно большая и постоянная для всего года скорость роста с $b_i=0,28$ °C/10 лет. В Чуйской тренд от слабо отрицательного летом увеличился до высокого положительного, как в апреле, значения, равного 0,54 °C/10 лет, хотя и остался статистически незначимым.

Для Бишкека картина временного изменения абсолютных максимальных температур по сезонам приведена на графиках рисунка 8.15, где дана диаграмма рассеивания опытного поля точек и аппроксимация ее линейным трендом. На графике для января хорошо виден очень сильный тренд температур с большим его наклоном к горизонтальной оси.

В заключение приведем по Бишкеку *полную сводку* (таблица 8.30) для января и июля рассчитанных трендовых оценок всех характеристик температур – абсолютных минимальных, средних минимальных, средних, средних максимальных и абсолютных максимальных – в различные десятилетия 1930–2020 гг. (2020 г. – прогноз). Эти оценки дают наглядную картину повышения различных температур во времени, т.е. современного изменения климата Бишкека по десятилетиям в полях различных температур воздуха.

Таблица 8.30 – Рассчитанные по МС Бишкек для десятилетий трендовые оценки различных характеристик температур воздуха (°C) в период 1930–2020 гг. для января и июля

Год	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
Абсолютные минимальные (экстремально низкие) температуры										
Январь	-23,7	-22,7	-21,7	-20,8	-19,8	-18,8	-17,8	-16,9	-15,9	-14,9
Июль	11,9	12,0	12,1	12,3	12,4	12,6	12,7	12,8	13,0	13,1
Средние минимальные (средние ночные) температуры										
Январь	-10,9	-10,3	-9,8	-9,2	-8,7	-8,1	-7,6	-7,1	-6,5	-6,0
Июль	17,1	17,2	17,4	17,5	17,7	17,8	17,9	18,1	18,2	18,4
Средние температуры										
Январь	-5,4	-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-1,5	-1,0
Июль	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,6	24,6	24,6	24,6
Средние максимальные (средние дневные) температуры										
Январь	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5
Июль	31,2	31,3	31,3	31,4	31,4	31,5	31,6	31,6	31,7	31,7
Абсолютные максимальные (экстремально высокие) температуры										
Январь	9,5	10,1	10,7	11,2	11,8	12,4	13,0	13,6	14,2	14,8
Июль	37,1	37,1	37,2	37,3	37,3	37,4	37,4	37,5	37,6	37,6

Например, наглядно видно, что по данным трендов абсолютные максимальные (экстремально высокие) температуры выросли в январе от 9,5 °C в 1930 г. до 14,2 °C в 2010 г., тогда как в июле этот рост был очень мал – от 37,1 до 37,6 °C. Это говорит о весьма благоприятной картине повышения зимней комфортности климата Бишкека за последние 80 лет в поле абсолютных максимальных температур. Надо полагать, что, скорее всего, эта тенденция сохранится или, по крайней мере, существенно не изменится и до 2020 года.

Склон Киргизского хребта. Точно так же, как и для абсолютных минимальных температур, только МС Юрьевка, расположенная в зоне подножья, дает за 53-летний период 1957–2009 гг. для года в целом, хотя и меньшую, но сопоставимую с долинными станциями скорость роста в поле абсолютных максимальных температур ($b_i=0,37$ °C/10

лет и статистически значим). На низкогорной МС Байтык эта скорость в два раза меньше ($b_f=0,18$ °C/10 лет) и также является статистически значимой. На среднегорной станции Альплагерь в последние 32 года наблюдений (1978–2009 гг.) скорость роста достаточно велика, $b_f=0,31$ °C/10 лет, но статистически незначима. Высокогорная Тюя-Ашу юж. за последние 52 года наблюдений (1958–2009 гг.) дает практически нулевой тренд, $b_f=0,06$ °C/10 лет.

По сезонам картина изменения абсолютных максимальных температур на склоновых станциях выражена еще менее отчетливо и не однозначно. Надежнее всего здесь можно ориентироваться на данные среднегорной длиннорядной МС Байтык (1914–2009 гг.). В январе и октябре на ней тренды сравнительно велики (соответственно $b_f=0,18$ и $0,19$ °C/10 лет), хотя и статистически незначимы. Весной на Байтыке тренд существенно возрастает – до $0,29$ °C/10 лет и становится статистически значимым, а летом убывает до $0,13$ °C/10 лет, теряя значимость. Интересно, что высокогорная МС Тюя Ашу юж. за последние 52 (1958–2009 гг.) года дает высокие отрицательные тренды зимой ($-0,20$ °C/10 лет) и особенно весной ($-0,55$ °C/10 лет, статистически значим), тогда как летом ($0,53$ °C/10 лет, статистически значим) и осенью ($0,36$ °C/10 лет) они положительны и также высоки, что в итоге такой сезонной взаимной «компенсации» и дало для года тренд, близкий к нулевому.

Таким образом, из этой сложной и противоречивой картины, ориентируясь на длиннорядную МС Байтык, можно сделать вывод, что, скорее всего, на северном склоне Киргизского хребта в 96-летний период с 1914 по 2009 г. в поле абсолютных максимальных температур умеренные скорости потеплений наблюдались зимой, осенью и более высокие весной. Наиболее низкими скорости были летом. По остальным станциям в последние 30–55 лет сезонные тренды могли иметь прямо противоположный характер, когда одна станция дает существенную скорость потепления, а другая такую же, но похолодания.

В заключение приведем *полную сводку* (таблица 8.31) трендовых оценок потеплений/похолоданий – ΔT (°C) по сезонам в полях всех исследованных температур: средних, средних минимальных, абсолютных минимальных, средних максимальных,

Таблица 8.31 – Трендовые оценки значений потеплений/похолоданий (ΔT , °C) по трем длиннорядным станциям за период их наблюдений в полях различных температур

Станция (z (км), период наблюдений)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
Бишкек (0,76 км, 82 г.)	Абс. макс.	4,9	1,1	0,5	2,0	2,5
	Сред. макс.	4,1	1,1	0,5	1,0	2,2
	Средняя	4,0	0,7	0,1	1,3	2,0
	Сред. мин.	4,4	0,9	1,2	1,1	2,4
	Абс. мин.	8,0	1,6	1,1	2,5	3,9
Токмак (0,82 км, 81 г.)	Абс. макс	2,0	2,1	2,1	2,1	2,3
	Сред. макс	2,2	1,1	1,3	0,9	2,0
	Средняя	2,8	1,4	1,0	1,7	2,3
	Сред. мин.	3,2	1,3	1,2	1,1	2,3
	Абс. мин	5,5	1,4	0,7	1,0	3,4
Байтык (1,58 км, 96 лет)	Абс. макс	1,8	2,8	1,3	1,8	1,7
	Сред. макс	1,2	1,6	0,3	0,1	0,9
	Средняя	0,3	1,0	0,4	-0,5	0,5
	Сред. мин.	0,8	0,4	-0,05	-0,4	0,4
	Абс. мин	1,9	0,8	-0,3	1,9	0,9

и абсолютно максимальных для длиннорядных станций Токмак, Бишкек и Байтык за фактический период их работы.

Хорошо видно, что в январе на долинной станции Бишкек за 82 г. наблюдений по первым 4 температурным характеристикам произошло сильное потепление с $\Delta T = 4,0\text{--}4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Но исключительно сильное потепление в январе наблюдалось в поле абсолютных минимальных температур, когда ΔT достигло $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. На расположенной в 60 км восточнее долинной станции Токмак за 81 г. работы наблюдалась качественно аналогичная картина, но масштабы потеплений были меньше: по первым 4 температурным характеристикам $\Delta T = 2,0\text{--}3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для абсолютных минимальных температур $\Delta T = 5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На низкогорной станции Байтык, находящейся южнее Бишкека примерно в 30 км, за 96 лет наблюдений потепление в полях всех температур было значительно меньше: для средних температур самое малое с $\Delta T = 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, для остальных температур $\Delta T = 0,8\text{--}1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом потепление в полях абсолютных максимальных ($\Delta T = 1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) и абсолютных минимальных ($\Delta T = 1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) температур было практически одинаковым.

2. Временная структура хода абсолютных максимальных температур. На рисунке 8.16 показан временной ход абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур для года по трем длиннорядным станциям Бишкек (1928–2009 гг.), Токмак (1932–2009 гг.) и Байтык (1915–2009 гг.) с нанесенными кривыми 11-летних скользящих средних. Хорошо видно, что для этих характеристик температур кривые также имеют характерный сложный колебательный характер, различающийся в деталях по станциям. При этом для двух долинных станций – Бишкек и Токмак, они достаточно близки по виду, тогда как кривая для среднегорной станции Байтык имеет хорошо заметные отличия – очень слабо колеблется после 1954 г., давая за полувековой период к 2004 г. равномерное повышение температуры на $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Напомним, что аналогичная картина наблюдалась и в поле средних максимальных температур. Кривые состоят из фаз случайных повышений и понижений абсолютных максимальных температур на станциях в разные интервалы. Общим для них являются наблюдаемые закономерные колебательные повышения температуры от их начала к концам, которые, однако, различаются по величине на разных станциях. Эта основная тенденция (тренды) была исследована нами выше. Как уже отмечалось, такого рода кривые отражают историю климата в поле абсолютных максимальных температур.

В таблице 8.32 представлены результаты обработки рисунка 8.16 методом линейно-кусочной аппроксимации, описанной в разделе 8.2, с выделением наблюдавшихся фаз потеплений, похолоданий и примерно ровного хода температуры. Видно, что в *среднем для года* границы фаз для абсолютных максимальных температур на разных станциях и величина их амплитуды ΔT , как и в других рассмотренных случаях, совпадали весьма условно. Так, например, пик фазы максимального потепления в начальные годы приходится на всех станциях на 1943/44 гг., но весьма различен по амплитуде: в Бишкеке $\Delta T = 0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, в Токмаке $\Delta T = 0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (правда, здесь приведены данные только с 1937 г. и поэтому возможно занижение), в Байтыке (как и для средних максимальных температур, амплитуда повышена) $\Delta T = 1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Последующие за ним похолодания на станциях в 1943/44–1948/54 гг. были равны соответственно $-0,7$, $-0,7$ и $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. похолодание в Байтыке было также в два раза большим. После этого кривые для Бишкека и Токмака, умеренно колеблясь, дают существенное повышение температуры к 2004 на $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. В Байтыке колебания кривой были слабыми, за исключением самого последнего участка 1995–2004 гг., где она резко повысилась на $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. В итоге, общее потепление в Байтыке ($\Delta T = 1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) оказалось почти таким же, как и на долинных станциях. Напомним, что в поле средних максимальных температур оно было в два раза меньше, чем на долинных с $\Delta T = 1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

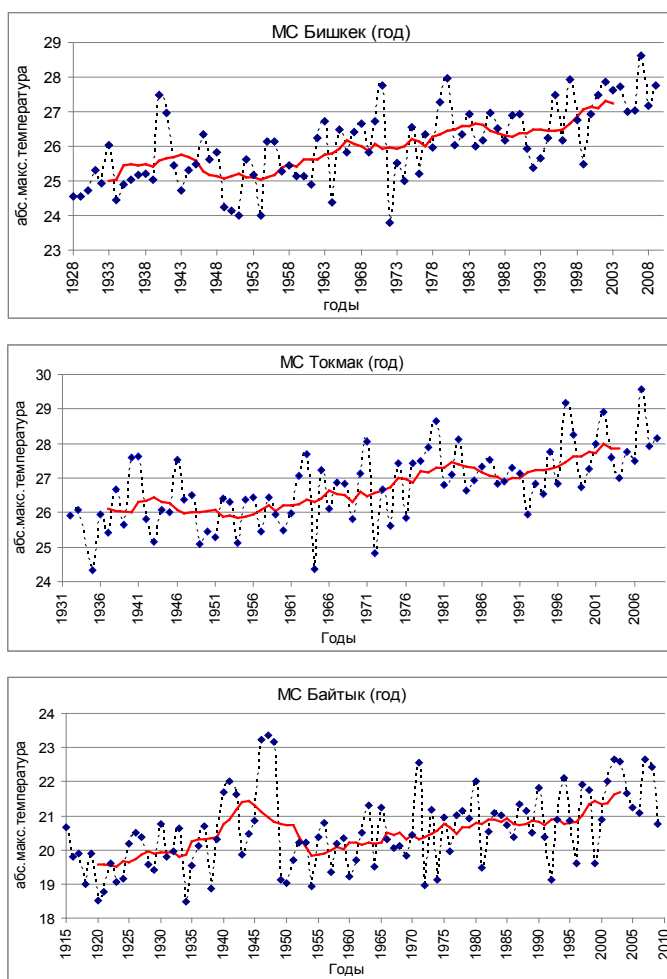


Рисунок 8.16 – Временной абсолютных максимальных температур для года (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанциям Бишкек, Токмак и Байтык за период их наблюдений

Таблица 8.32 – Временные изменения абсолютной максимальной температуры (ΔT , °C) для года на трех длиннорядных метеостанциях по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

МС Бишкек – год (0,76 км, 1933–2004 гг.)								
Годы	1933– 1943	1943– 1948	1948– 1953	1953– 1966	1966– 1971	1971– 1984	1984– 1988	1988– 2004
ΔT , °C	0,8	-0,7	0,0	1,1	-0,3	0,8	-0,4	1,0
МС Токмак – год (0,82 км, 1937–2004 гг.)								
Годы	1937– 1943	1943– 1954	1954– 1966	1966– 1969	1969– 1982	1982– 1989	1989– 2004	
ΔT , °C	0,6	-0,7	0,7	-0,3	1,1	0,5	1,1	
МС Байтык – год (1,58 км, 1920–2004 гг.)								
Годы	1920– 1934	1934– 1944	1944– 1954	1954– 1985	1985– 1995	1995– 2004		
ΔT , °C	0,3	1,5	-1,6	1,1	-0,1	0,9		

По сезонам для абсолютных максимальных температур удовлетворительного совпадения хода 11-летних кривых с кривыми для года по долинным станциям нет. Картина здесь, как и для других характеристик температуры, резко асимметрична. Это можно видеть на примере станции Бишкек по данным, приведенным на рисунке 8.17 и в таблице 8.33. На них хорошо виден для Бишкека резко колебательный характер 11-летней кривой для января (7 фаз) с ее очень большим общим размахом, равным 7,1 °С. При этом в период 1933–1945 гг. потепление ΔT было наибольшим в пределах кривой и составило 4,5 °С. Напомним, что в полях других температур потепления в этот период также были самыми большими: для средних максимальных температур $\Delta T = 4,1$ °С, для абсолютных минимальных – $\Delta T = 4,9$ °, для средних минимальных – $\Delta T = 5,0$ °С.

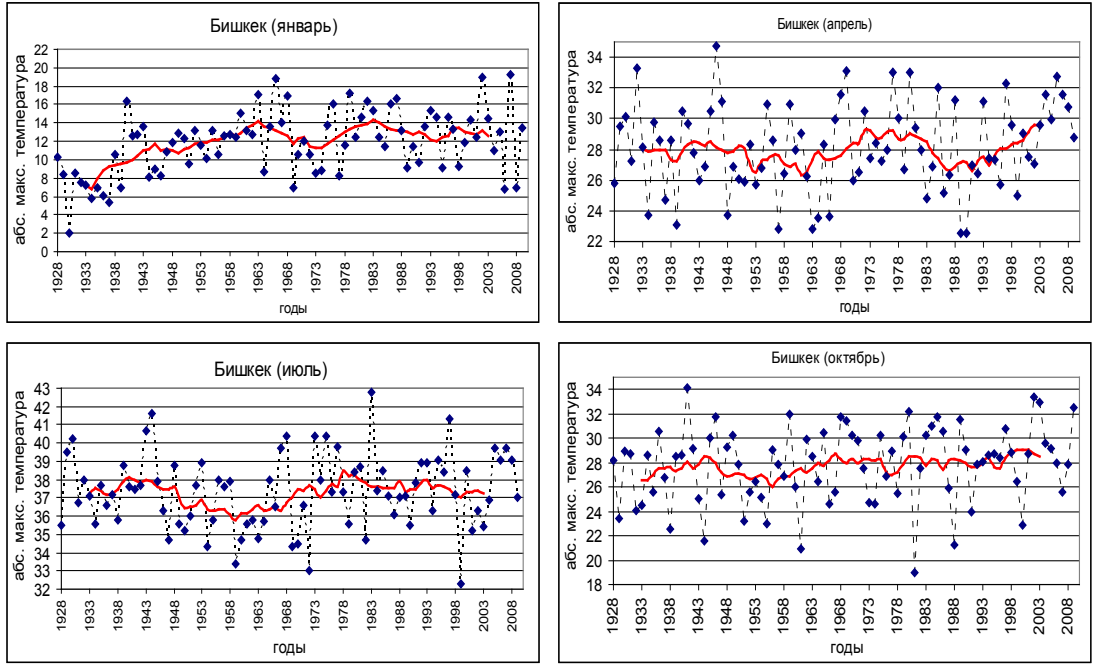


Рисунок 8.17 – Временной ход абсолютных максимальных температур (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по метеостанции Бишкек для центральных месяцев сезонов – января, апреля, июля и октября

Таблица 8.33 – Временные изменения абсолютной максимальной температуры (ΔT , °С) центральных месяцев сезонов на МС Бишкек по 11-летним скользящим средним (амплитуды фаз потеплений/похолоданий)

Январь	Годы	1933–1945	1945–1949	1949–1963	1963–1973	1973–1983	1983–1994	1994–2002
	ΔT , °С	4,5	-1,0	3,4	-2,8	3,0	-1,3	1,2
Апрель	Годы	1933–1950	1950–1961	1961–1973	1973–1983	1983–1987	1987–2004	
	ΔT , °С	-0,1	-1,8	2,8	-0,7	-1,9	2,9	
Июль	Годы	1933–1940	1940–1959	1959–1978	1978–1989	1989–1993	1993–2004	
	ΔT , °С	0,8	-2,3	2,7	-1,2	0,7	-0,8	
Октябрь	Годы	1933–1944	1944–1956	1956–1968	1968–1977	1977–1981	1981–1995	1995–2000
	ΔT , °С	2,0	-2,5	2,3	-1,3	1,5	-0,9	1,4

Еще одно достаточно сильное потепление в январе в Бишкеке на $3,4^{\circ}\text{C}$, происходило в 1949–1963 гг. Фаза с основным понижением температуры, следовавшая за этим потеплением, заняла 1963–1974 гг. и имела $\Delta T = -2,8^{\circ}\text{C}$. Ход фаз на апрельской и июльской кривых, как и для средних максимальных температур, в это время был противоположным – периоду потепления 1949–1963 гг. соответствовали фазы сильного похолодания на $-1,8$ и $-2,3^{\circ}\text{C}$, а похолоданию 1963–1974 гг. – фазы сильного потепления на $2,7$ и $2,8^{\circ}\text{C}$. На кривой для октября произошло определенное сближение положения фаз с январскими, хотя и далеко не полное. Характерно также, что на всех кривых после 2001–2003 гг. наметилась некоторая тенденция к похолоданию.

Таким образом, зимой в поле абсолютных максимальных температур, как для других характеристик температуры, общий поступательный процесс потепления имел хорошо выраженные фазы, как потеплений, так и похолоданий. Наиболее сильно это наблюдалось зимой, когда и само потепление было более интенсивным. В апреле и июле сильные потепления и похолодания находились примерно в противофазах с январскими. В октябре наблюдалась тенденция сближения границ фаз этого месяца с январскими.

3. Нормы абсолютных максимальных температур и их СКО в последовательные периоды 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг. Нормы абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур и их средние квадратические отклонения (СКО) по станциям в указанные являются прямым следствием рассмотренных выше временных изменений этих температур. Нормы для года и центральных месяцев сезонов, а также значения СКО приведены в таблице 8.34, где даны эти характеристики и для всего периода работы станций. Как и ранее, в ней приведены заключения о статистической значимости/незначимости различий значений норм температур и их СКО между начальным (1931–1960 гг.), конечным (1991–2009 гг.) периодами и базовым периодом (1961–1990 гг.), полученными соответственно по t и F -критериям на уровне доверительной вероятности $p=0,95$ (с риском ошибки, равным $0,05$ или 5%).

Из данных таблицы 8.34 видно, что на двух долинных станциях по трем последовательным периодам в среднем для года нормы абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур росли монотонно, так что и на МС Бишкек ($25,3$, $26,2$ и $27,0^{\circ}\text{C}$) и на МС Токмак ($26,0$, $26,9$ и $27,6^{\circ}\text{C}$) их общее увеличение составило $1,6^{\circ}\text{C}$, т.е. было таким же как в поле средних экстремальных температур. На низкогорной МС Байтык ($20,4$, $20,6$ и $21,3^{\circ}\text{C}$) повышение норм было также монотонным, но несколько меньшим, на $0,9^{\circ}\text{C}$. Годовые значения СКО по станциям, как обычно, малы и колебались в пределах $0,77$ – $1,27^{\circ}\text{C}$. Картина изменений этих характеристик по сезонам года выглядит следующим образом.

Зимой (январь) в Бишкеке от периода к периоду наблюдается колебательный рост норм абсолютных максимальных температур ($10,5$, $12,9$ и $12,7^{\circ}\text{C}$), который в итоге составил $2,3^{\circ}\text{C}$. В Токмаке ($12,1$, $12,7$ и $13,4^{\circ}\text{C}$) и Байтыке ($9,9$, $10,5$ и $11,0^{\circ}\text{C}$) рост норм был монотонным и почти в два раза меньшим, соответственно на $1,3$ и $1,2^{\circ}\text{C}$. Заметим, что в Токмаке в течение осени, зимы и весны нормы абсолютных максимальных температур также несколько выше, чем в Бишкеке, что, как уже упоминалось, объясняются фоновым характером восточных ветров в этой части Чуйской долины. Зимние значения СКО (диапазон $2,12$ – $3,63^{\circ}\text{C}$) примерно в три раза больше годовых, что говорит об очень большой межгодовой колеблемости абсолютных максимальных температур в этот сезон.

Весной (апрель) рост норм абсолютных максимальных температур на станции Бишкек имеет слабо колебательный характер и равен $1,1^{\circ}\text{C}$ ($27,8$, $27,8$ и $29,0^{\circ}\text{C}$). В Токмаке ($29,0$, $29,3$ и $30,7^{\circ}\text{C}$) и Байтыке ($21,9$, $21,9$ и $23,5^{\circ}\text{C}$) наблюдался монотонный рост норм на $1,8$ и $1,6^{\circ}\text{C}$ соответственно. Весенние значения СКО не уменьшились по сравнению с зимними значениями, и составили $2,31$ – $3,48^{\circ}\text{C}$.

Таблица 8.34 – Нормы абсолютных максимальных температур и их СКО для трех последовательных периодов и за общий период наблюдений в целом по трем длиннорядным станциям

Станция (z, км)	Период на- блюдений	$T_{\text{абс. макс}} (^{\circ}\text{C})$	СКО, $^{\circ}\text{C}$	Значимость различий средних	Значимость различий дис- персий
1	2	3	4	5	6
Год					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	26,00	1,09		
	1931–1960	25,32	0,80	Значимо	Незначимо
	1961–1990	26,22	0,91		
	1991–2009	26,96	0,93	Значимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	26,75	1,07		
	1932–1960	26,02	0,77	Значимо	Незначимо
	1961–1990	26,88	0,94		
	1991–2009	27,63	0,93	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	20,53	1,12		
	1931–1960	20,40	1,27	Незначимо	Значимо
	1961–1990	20,63	0,84		
	1991–2009	21,27	1,07	Значимо	Незначимо
Январь (зима)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	11,78	3,44		
	1931–1960	10,49	2,90	Значимо	Незначимо
	1961–1990	12,94	3,15		
	1991–2009	12,74	3,41	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	12,63	3,31		
	1932–1960	12,05	2,93	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	12,69	3,63		
	1991–2009	13,38	3,30	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	10,25	2,86		
	1931–1960	9,87	2,12	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	10,47	3,14		
	1991–2009	11,04	3,18	Незначимо	Незначимо
Апрель (весна)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	28,10	2,86		
	1931–1960	27,84	2,89	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	27,78	3,18		
	1991–2009	28,97	2,31	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	29,56	2,95		
	1932–1960	29,02	2,65	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	29,33	3,20		
	1991–2009	30,71	2,79	Значимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	22,00	3,19		
	1931–1960	21,88	3,48	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	21,92	3,05		
	1991–2009	23,51	3,05	Значимо	Незначимо
Июль (лето)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	37,33	2,03		
	1931–1960	37,05	1,80	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	37,23	2,21		
	1991–2009	37,74	2,07	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	37,04	2,08		
	1932–1960	36,29	1,52	Значимо	Незначимо
	1961–1990	37,40	2,32		
	1991–2009	37,58	2,17	Незначимо	Незначимо

Продолжение таблицы 8.34					
1	2	3	4	5	6
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	29,65	1,99		
	1931–1960	29,37	1,78	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	29,67	2,14		
	1991–2009	30,29	2,12	Незначимо	Незначимо
Октябрь (осень)					
Бишкек (0,76 км)	1928–2009	27,78	3,11		
	1931–1960	27,26	3,01	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	27,93	3,47		
	1991–2009	28,53	2,71	Незначимо	Незначимо
МС Токмак (0,82 км)	1932–2009	28,83	2,95		
	1932–1960	28,19	2,95	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	28,96	3,17		
	1991–2009	29,55	2,52	Незначимо	Незначимо
МС Байтык (1,58 км)	1915–2009	21,80	2,82		
	1931–1960	21,98	2,75	Незначимо	Незначимо
	1961–1990	22,03	3,26		
	1991–2009	22,20	2,69	Незначимо	Незначимо

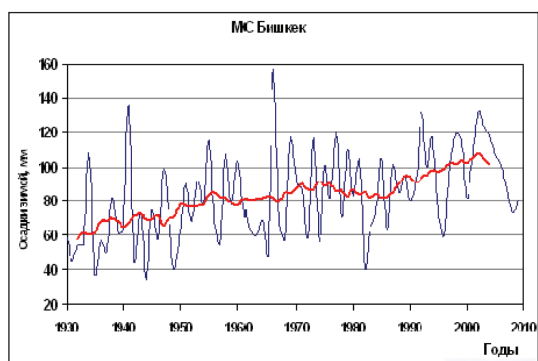
Летом (июль) на всех трех станциях наблюдался монотонный рост норм, составив: 0,7 °С в Бишкеке (37,1, 37,2 и 37,7 °С), 1,3 °С в Токмаке (36,3, 37,4 и 37,6 °С) и 0,9 °С в Байтыке (29,4, 29,7 и 30,3 °С). Летние значения СКО, как обычно, были самыми низкими по сезонам, находясь в диапазоне 1,52–2,32 °С.

Осенью (октябрь) изменение норм по периодам носит в Бишкеке монотонный характер (27,3, 27,9 и 28,5 °С) с общим ростом на 1,3 °С. В Токмаке рост норм был монотонным (28,2, 29,0 и 29,6 °С) и в итоге составил 1,4 °С. На МС Байтык он являлся также монотонным (22,0, 22,0 и 22,2 °С), но был очень слабым – 0,2 °С. Осенние значения СКО увеличиваются (диапазон 2,52–3,47 °С), что обусловлено переходом к зимним условиям режима абсолютных максимальных температур с их большими межгодовыми колебаниями случайного характера.

Таблица 8.35 – Оценки норм различных характеристик температур (°С)
по длиннорядным станциям, рассчитанные за 1991–2009 гг.
(современный климат)

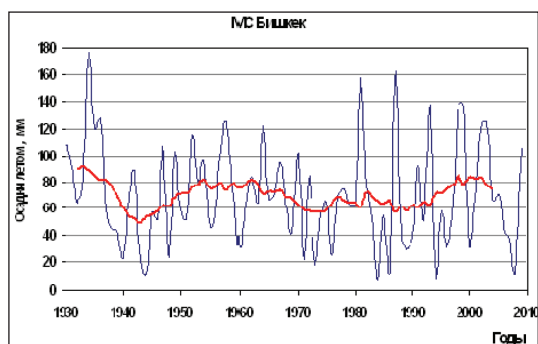
Станция (z, км)	Температура	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
1	2	3	4	5	6	7
Бишкек (0,76 км)	Абс. макс.	12,7	29,0	37,7	28,5	27,0
	Сред. макс.	3,0	18,5	31,7	18,6	17,8
	Средняя	-2,4	12,5	25,0	11,9	11,4
	Сред. мин.	-7,2	6,7	18,4	5,6	5,9
	Абс. мин.	-16,8	-1,2	12,7	-1,7	-2,1
Токмак (0,82 км)	Абс. макс.	13,4	30,7	37,6		27,6
	Сред. макс.	4,0	19,2	31,3	19,4	18,4
	Средняя	-2,8	12,6	24,1	11,0	11,3
	Сред. мин.	-7,5	6,6	17,3	4,7	5,4
	Абс. мин.	-18,4	-0,8	11,7	-2,5	-2,9
Байтык (1,58 км)	Абс. макс.	11,0	23,5	30,3	22,2	21,3
	Сред. макс.	1,6	12,6	23,7	12,9	12,6
	Средняя	-4,6	7,4	18,3	7,0	6,8
	Сред. мин.	-8,8	2,5	12,7	2,2	2,1
	Абс. мин.	-17,7	-5,8	7,1	-5,4	-5,6

В заключение приведем *итоговую* таблицу 8.35, которая содержит нормы для всех рассмотренных выше характеристик температур воздуха по трем станциям, полученным за последний 19-летний период 1991–2009 гг. Эти данные наглядно характеризуют в *полях норм* средних, средних минимальных (средних ночных), абсолютных минимальных (экстремально низких), средних максимальных (средних дневных) и абсолютных максимальных (экстремально высоких) температур современный климат Чуйской долины. Скорее всего, эти оценки норм существенно не изменятся по сравнению с их значениями, которые будут получены в будущем по полному тридцатилетию 1991–2020 гг.



9

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДКОВ



Рассмотренные в предыдущем разделе изменения различных характеристик температуры воздуха в Бишкеке, Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта в 80-летний период 1930–2009 гг. могут сопровождаться как благоприятными (осадки увеличиваются), так и не благоприятными (осадки уменьшаются) изменениями режима осадков. Заметное увеличение осадков позволит уменьшить (или хотя бы сохранить, не увеличить) степень аридности климата территории. Напротив, их уменьшение, или даже сохранение в условиях роста температуры, неизбежно вызовет усиление его аридности.

В настоящем разделе на основании использования многолетних данных тех же метеостанций, с добавлением еще одной – МС Кара-Балта, и того же методического подхода, который применялся для исследования режима температуры, мы рассмотрим изменение *годовых и сезонных* сумм осадков за время их работы по 2009 г. включительно, т.е. за тот же условный 80-летний период 1930–2009 гг. Как и для температуры воздуха, здесь решаются три оценочные задачи: 1) выделение в исходных рядах осадков основной временной тенденции их изменений в форме линейных трендов, 2) выделение в исходных рядах осадков структуры ее случайных колебаний (фаз уменьшения-увеличения) методом 11-летней скользящей средней, 3) определение норм осадков и характеристик их изменчивости за три последовательных периода – 1931–1960 гг. ближайший прошлый климат; 1961–1990 гг. «базовый» климат только что истекшего тридцатилетия; 1991–2009 (2020) гг. настоящий и ближайший будущий климат. По своему построению раздел 9 об осадках несколько отличается от температурного раздела 8, что связано с особенностью этой метеорологической характеристики. Однако последовательность анализа – оценка основной временной тенденции, анализ временной структуры фаз роста/убывания осадков, оценка их норм в три последовательных периода, а также его методология и терминология – полностью соответствуют разделу 8. Поэтому при необходимости читатель может возвращаться к подразделу 8.1, где кратко излагаются эти методологические вопросы, и к подразделу 8.2, где даются важные пояснения их сути применяемых методов на конкретных примерах.

9.1 Основная тенденция временных изменений осадков в 80-летний период 1930–2009 гг.

В таблице 9.1 приведены рассчитанные по станциям характеристики *основных тенденций годовых осадков* за период наблюдений станций в форме линейных трендов. Кроме уравнений трендов, в ней даны коэффициенты детерминации R^2 , угловые коэффициенты трендов b_p , увеличенные в 10 раз, т.е. в мм/за 10 лет (для удобства восприятия скорости изменения осадков) и рассчитанные по трендам изменения осадков Δg за период наблюдений станций. Статистически значимые тренды (на уровне доверительной вероятности $p=0,95$) выделены жирным шрифтом. На рисунке 9.1 показан временной ход годовых сумм осадков с нанесенными линиями трендов по 4 станциям – Чуйская, Бишкек (Чуйская долина) и Байтык, Тюя-Ашу юж. (склон Киргизского хребта), наглядно характеризующих основную тенденцию роста осадков за последние 50–100 лет.

Чуйская долина (годовые суммы осадков). Все четыре станции Чуйской долины, расположенные на ее оси (Чуйская), а также в подгорной равнине в западной (Кара-

Балта), центральной (Бишкек) и восточной (Токмак) частях, дают в целом за период наблюдений станции *существенный рост* годовых сумм осадков $\Delta\gamma$ от 57 мм (Токмак) до 114 мм (Бишкек). При этом скорость роста осадков была наибольшей в Бишкеке и составляла 13,8 мм/10 лет. Практически такие же скорости наблюдались на станциях

Таблица 9.1 – Рассчитанные характеристики линейных трендов годовых осадков по станциям

Станция (z, км), расположение	Период (лет)	R ²	Уравнение тренда	b_{I_1} , мм/10 лет	$\Delta\gamma$ (мм)
Чуйская (0,59) – ось долины, ее северная зона	1931–2009 (78)	0,116	$r = 1,3653 t - 2310$	13,6	+107
Токмак (0,82)– ось долины, ее восточная зона	1929–2009 (80)	0,033	$r = 0,713 t - 958,4$	7,1	+57
Бишкек (0,76) – подгорная равнина	1927–2009 (82)	0,126	$r = 1,3856 t - 2296$	13,8	+114
Кара Балта (0,77) – подгорная равнина	1957–2009 (52)	0,045	$r = 1,3161 t - 2175,6$	13,2	+68
Юрьевка (1,02) – подножье склона	1957–2009 (52)	0,009	$r = 0,6396 t - 770,3$	6,4	+33
Байтык (1,58) – нижняя зона склона	1912–2009 (97)	0,095	$r = 1,1204 t - 1671,8$	11,2	+109
Альплагерь (2,13) – средняя зона склона	1978–2009 (31)	0,016	$r = -1,3617 t + 3275,5$	-13,6	– 42
Тюя-Ашу юж. (3,22) – пригребневая зона	1954–2009 (55)	0,058	$r = 1,8117 t - 2803,3$	18,1	+100

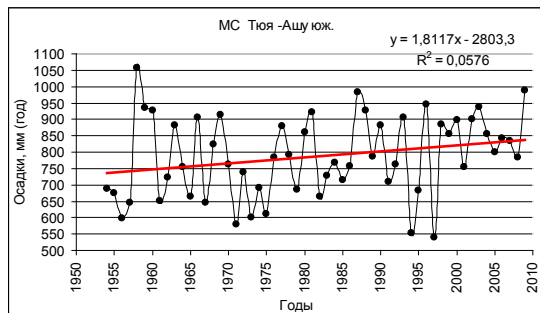
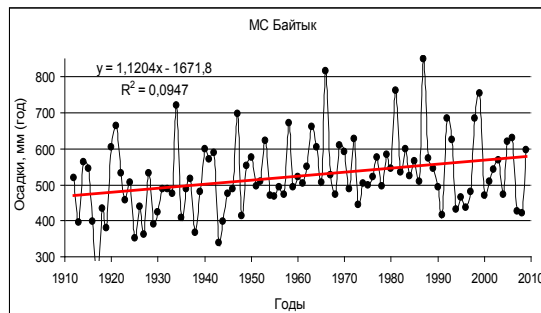
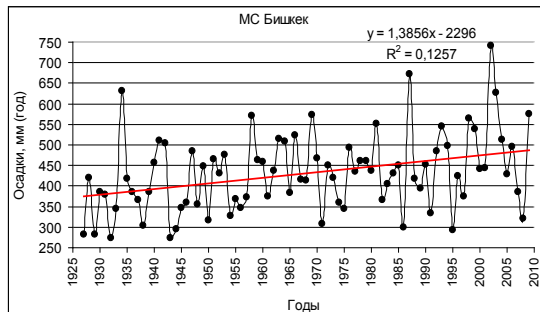
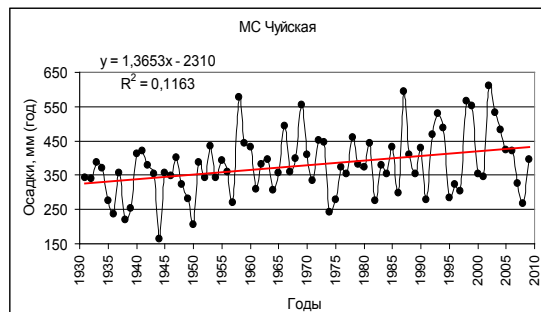


Рисунок 9.1 – Временной ход (точки) и линии линейных трендов годовых сумм осадков по метеостанциям, расположенным в Чуйской долине (Чуйская, Бишкек) и на склоне Киргизского хребта (Байтык и Тюя-Ашу юж., расположена в пригребневой зоне на южном склоне в районе южного портала Сусамырского туннеля)

Чуйская (13,6 мм/10 лет) и Кара Балта (13,2 мм/10 лет). Лишь в Токмаке она была почти в два раза меньше – 7,1 мм/10 лет. Скорее всего, более слабый рост осадков в Токмаке объясняется его положением в восточной части долины, подверженной фоновому эффекту восточных ветров.

Наблюдающаяся основная тенденция роста годовых осадков является *весьма благоприятным фактором*, сопровождающим наблюдаемое потепление климата. Если отнести эти значения Δg к нормам осадков за использованный период, то получим следующее их относительное увеличение: Бишкек – 27 %, Чуйская – 26 %, Кара-Балта – 15 % и Токмак – 14 %.

Следует отметить, что статистически значимое увеличение осадков соответствует только двум станциям – Бишкек и Чуйская. В Кара-Балте незначимость тренда осадков можно объяснить малым периодом наблюдений (52 года) и большой их случайной междугодовой колеблемостью, хотя скорость роста (b_1) там была высока. В Токмаке, напротив, малая скорость роста (b_1) явилась основной причиной статистической незначимости тренда, хотя период наблюдений составил 80 лет. Во всех случаях, однако, остается несомненным факт роста годовых сумм осадков на всех станциях Чуйской долины.

Склон Киргизского хребта (годовые суммы осадков). На склоне Киргизского хребта картина основных тенденций годовых изменений осадков также получилась неоднозначной. Станция Юрьевка (1,02 км), расположенная в зоне подножья склона примерно на меридиане МС Токмак, также дает относительно малый рост осадков со скоростью 6,4 мм/10 лет ($\Delta g = 30$ мм за 53 года). Находящаяся западнее, на меридиане МС Бишкек, низкогорная станция Байтык (долина р. Ала-Арча, 1,58 км, ряд наблюдений 98 лет), напротив, как и Бишкек, отмечает большую скорость роста годовых сумм осадков – 11,2 мм/10 лет со значением $\Delta g = 110$ мм.

Высокогорная МС Тюя-Ашу юж. (3,22 км), аналогично МС Байтык, отмечает существенный рост осадков с самой большой их скоростью – 18,1 мм/10 лет, что дает $\Delta g = 100$ мм всего за 56 лет (1954–2009 гг.)

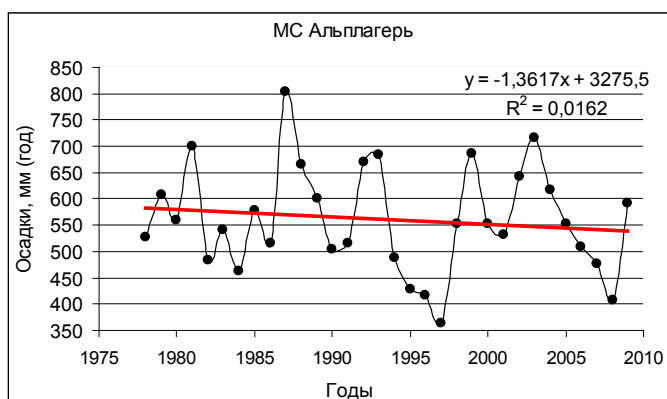


Рисунок 9.2 – Временной ход осадков за 1978–2009 гг. с линией линейного тренда на среднегорной станции Альплагерь (долина р. Ала-Арча, 2,13 км). Видно, что в среднем более высокие осадки 1979–1988 гг. обеспечили общую тенденцию их снижения, тогда как после 1995 г. осадки выросли на 39 мм

Несколько усложняет картину среднегорная МС Альплагерь (рисунок 9.2), расположенная выше Байтыка на 550 м и находящаяся в этой же долине р. Ала-Арча на расстоянии от него всего 9 км. Она регистрирует за последние 32 года (1978–2009 гг.) *уменьшение осадков* по тренду на 40 мм со скоростью 13,6 мм/10 лет. Однако это объясняется коротким периодом наблюдений. Мы здесь имеем не весь тренд, а только его

последнюю часть для 1978–2009 гг. Ход опытных точек этой части схож с аналогичной для Байтыка (рисунок 9.1). На рисунке 9.2 хорошо видно, что в 1979–1988 гг. осадки в среднем были более высокими, что и дало *тенденцию* их снижения к 2009 г. На рисунке 9.4 в разделе 9.2 будет убедительно показано, что осадки на этой станции растут после 1995 г., и этот рост составляет 39 мм.

Сезонные изменения осадков. Рассмотрим, каковы были основные временные тенденции изменений сезонных сумм осадков по станциям, работавшим по 2009 г. В таблице 9.2 приведены значения угловых коэффициентов линейных трендов b_i , мм/10 лет и рассчитанные по сезонным трендам изменения сезонных сумм осадков Δg (мм) за период их наблюдений. На рисунке 9.3 в качестве примера показан временной ход сезонных сумм осадков по Бишкеку.

Из данных таблицы 9.2 хорошо видно, что *зимой* на всех станциях наблюдался только рост осадков, который происходил с наиболее высокими скоростями, соответствующими значениям b_i от 3,02 (Байтык, 1,58 км) до 10,2 мм/10 лет (Тюя-Ашу юж., 3,22 км). При этом для 7 из 8 станций b_i оказались статистически значимыми (незначимость $b_i=4,63$ мм/10 лет на МС Альплaгерь объясняется малым периодом наблюдений – 32 г.). Соответственно этому *зимние* увеличения осадков Δg за период наблюдений станций составили от 15 мм (Альплaгерь) до 57 мм (Тюя-Ашу юж.). Точно так же, только рост осадков по всем станциям наблюдался осенью с b_i от 1,09 до 3,5 мм/10 лет (диапазон $\Delta g = 4$ –39 мм). Весной рост осадков дают 7 станций ($b_i=0,7$ –5,91 мм/10 лет, $\Delta g = 4$ –48 мм), кроме Альплaгерь, где имело место быстрое уменьшение осадков со скоростью $-9,73$ мм/10 лет ($\Delta g = -31$ мм).

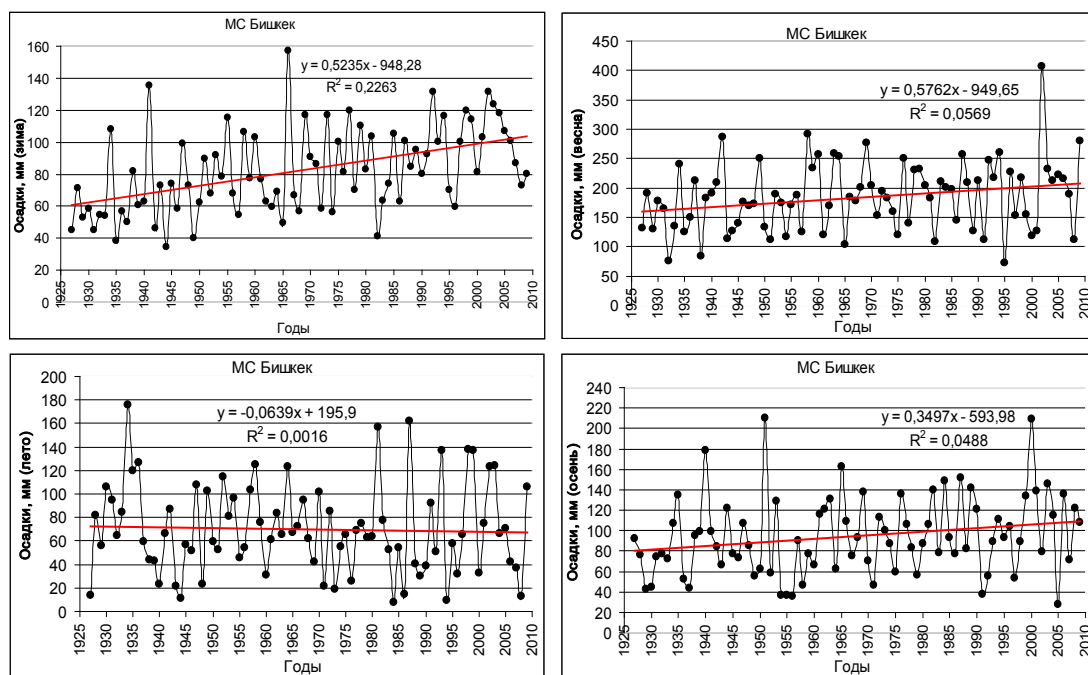


Рисунок 9.3 – Временной ход (точки) и линии линейных трендов сезонных сумм осадков по метеостанции Бишкек за 1927–2009 гг.

На рисунке 9.3 хорошо виден быстрый рост осадков зимой в Бишкеке ($b_i=5,24$ мм/10 лет, $\Delta g = 44$ мм), их еще несколько более быстрый рост весной ($b_i=5,76$ мм/10 лет, $\Delta g = 48$ мм), слабое уменьшение летом ($b_i = -0,64$ мм/10 лет, $\Delta g = -5$ мм) и заметный рост осенью ($b_i=3,50$ мм/10 лет, $\Delta g = 13$ мм). Качественно эта картина наблюдается и на двух длиннорядных станциях Чуйской долины – Чуйской и Токмак (таблица 9.2).

Таблица 9.2 – Значения угловых коэффициентов линейных трендов b_l (мм/10 лет) и Δr (мм) для сезонов года. Статистически значимые b_l выделены жирным шрифтом

Станция (z, км), расположение	Период (лет)	Зима		Весна		Лето		Осень	
		b_l	Δr	b_l	Δr	b_l	Δr	b_l	Δr
Чуйская (0,59) – ось долины	1931–2009 (78)	4,50	36	5,91	47	1,54	12	1,70	13
Токмак (0,82) – подгорная равнина	1929–2009 (80)	3,32	27	3,38	27	-2,03	-16	2,47	20
Бишкек (0,76), – подгорная равнина	1927–2009 (82)	5,24	44	5,76	48	-0,64	-5	3,50	13
Кара Балта (0,77) – подгорная равнина	1957–2009 (52)	6,26	33	1,38	7	0,30	2	5,23	28
Юрьевка (1,02) – подножье склона	1957–2009 (52)	4,86	26	1,80	10	-3,27	-17	3,01	16
Байтык (1,58) – нижняя зона склона	1912–2009 (97)	3,02	30	2,65	26	2,55	25	2,93	29
Альплагерь (2,13) – средняя зона склона	1978–2009 (31)	4,63	15	-9,73	-31	-9,61	-31	1,09	4
Тюя-Ашу юж. (3,22) – пригребневая зона	1954–2009 (55)	10,2	57	0,70	4	-0,22	-1	7,00	39

Таким образом, основные тенденции временных изменений осадков в Чуйской долине, найденные за весь период работы метеостанций (около 80 лет), свидетельствуют о том, что их годовые суммы по станциям росли в течение 1930–2009 гг. со средней скоростью 7–14 мм/10 лет. При этом основной рост осадков наблюдался зимой, весной и осенью, тогда как летние осадки либо практически не менялись, либо даже слабо убывали. Осадки быстрее росли в западной части долины, чем в восточной, которая более подвержена фенам.

В зоне подножий и в гребневой зоне Киргизского хребта годовые осадки по данным линейных трендов росли примерно с такой же скоростью и также за счет увеличения зимних, весенних и осенних осадков.

Прямых данных за весь 80-летний период наблюдений, к сожалению, по среднегорной зоне нет. В то же время станция Альплагерь (2,13 км) также показывает рост годовых сумм осадков после 1995 г. на 39 мм.

9.2 Структура временных изменений осадков в 80-летний период 1930–2009 гг.

Для оценки временных изменений годовых и сезонных сумм осадков за фактические периоды наблюдений метеостанций их исходные ряды были подвергнуты фильтрации с помощью 11-летней скользящей средней, т.е. обработаны по той же методике, что и аналогичные ряды температуры. На рисунке 9.4 показаны результаты такой обработки для годовых сумм осадков по 4 длиннорядным станциям, две из которых расположены в Чуйской долине (Чуйская, 0,60 км; Бишкек, 0,76 км), а две в зоне нижней части склона (Байтык, 1,58 км) и в пригребневой зоне Киргизского хребта (Тюя-Ашу юж., 3,22 км).

На рисунке 9.4 хорошо видно, что 11-летние кривые для годовых сумм имеют сложный колебательный характер, сохраняя общую тенденцию роста осадков от 1935 к 2004 г. Во всех случаях на них четко можно выделить периоды увеличения и уменьшения осадков или их ровного хода. Такие периоды или фазы, как правило, не совпадают по своему

числу, временным границам и амплитудам для различных станций. Лишь в некоторых случаях можно говорить о приближенных совпадениях фаз по своим характеристикам. Это, например, непосредственно видно из дат основных минимумов и максимумов, снятых с 11-летних кривых для различных станций (таблица 9.3).

Таблица 9.3 – Положение основных минимумов и максимумов (года) на кривых 11-летних скользящих средних по станциям

Экстремум	МС Чуйская (0,60 км)	МС Бишкек (0,76 км)	МС Байтык (1,58 км)	МС Тюя-Ашу юж. (3,22 км)
Минимум	1939, 1979	1934, 1941, 1970	1928, 1973, 1999	1959, 1970, 1986
Максимум	1968, 2002	1937, 1965, 2002	1937, 1968, 1984	1970, 1996

В таблице 9.4 приведена детализированная картина временного изменения осадков по метеостанциям с указанием фаз их роста, падения или ровного хода, качественной характеристикой и значениями амплитуд фаз в мм и в процентах от годовой нормы.

Чуйская долина (годовые суммы). На станции Чуйская, расположенной на оси долины, выделяется 8 таких фаз или периодов: с 1936 по 1968 г. (32 года) годовые осадки в течение трех периодов в целом растут на 87 мм, затем следует их сильное падение на 54 мм всего за 11 лет (1968–1979 гг.). Потом следует еще более сильный их 10-летний (1979–1989 гг.) рост на 66 мм, а затем умеренное короткое падение на 19 мм (1989–1993 гг.), после чего снова сильный рост на 43 мм (1993–2002 гг.) с последующей наметившейся тенденцией к падению (–19 мм, 2002–2004 гг.). В целом рост осадков за 1936–2004 гг., определенный по концам 11-летней кривой, составил 99 мм или 26 % от нормы, равной 379,7 мм. Напомним, что трендовая оценка повышения осадков была примерно такой же и равнялась 107 мм.

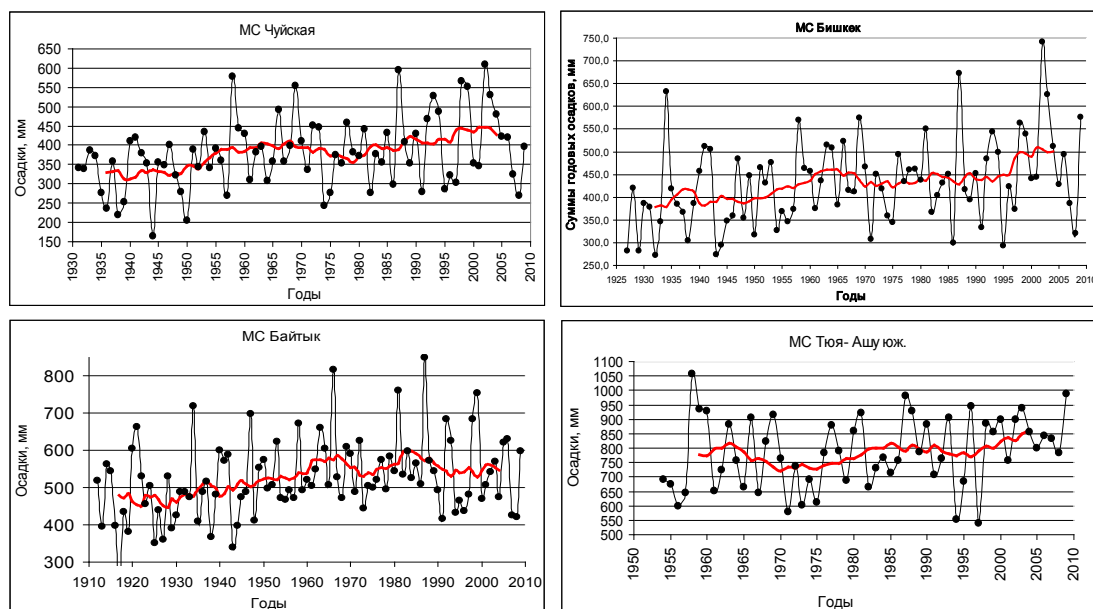


Рисунок 9.4 – Временной ход годовых сумм осадков (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по станциям Чуйская – Жаны-Жер (ось долины, 0,60 км), Бишкек (подгорная равнина, 0,76 км), Байтык (низкогорная зона склона, 1,58 км) и Тюя-Ашу юж (пригребневая зона, 3,22 км)

На второй станции Бишкек, расположенной на подгорной равнине, увеличение осадков по 11-летней кривой за 1936–2004 гг. было несколько больше и составило

Таблица 9.4 – Фазы (периоды), знаки и амплитуда временных колебаний годовых сумм осадков по метеостанциям*

МС Чуйская (0,60 км); Δг (1936–2004) = +99,3 мм (26,2 %)			МС Бишкек (0,76 км); Δг (1934–2004) = +121,7 мм (28,3 %)		
Годы (чис- ло лет)	Δг, мм	Δг, % и характеристика колебаний	Годы (чис- ло лет)	Δг, мм	Δг, % и характеристика колебаний
1936–1949 (13)	+2,6	+0,7 % – ровный ход	1932–1934 (2)	–0,9	–0,2 % – ровный ход
1949–1959 (10)	+68,6	+18,1 % – очень силь- ный рост	1934–1938 (4)	+38,9	+9,0 % – умеренный рост
1959–1968 (9)	+15,7	+4,1 % – слабый рост	1938–1941 (3)	–35,6	–8,3 % – умеренное па- дение
1968–1979 (11)	–54,1	–14,2 % – сильное па- дение	1941–1965 (24)	+79,7	+18,5 % – очень силь- ный рост
1979–1989 (10)	+65,6	+17,3 % – очень силь- ный рост	1965–1970 (5)	–37,3	–8,7 % – умеренное па- дение
1989–1993 (4)	–18,7	–4,9 % – умеренное па- дение	1970–1996 (26)	+25,7	+6,0 % – умеренный рост
1993–2002 (9)	+43,4	+11,4 % – сильный рост	1996–2001 (5)	+59,0	+13,7 % – сильный рост
2002–2004 (2)	–18,6	–5,0 % – наметившееся падение	2001–2004 (3)	–7,2	–1,7 % – наметившееся падение
МС Байтык (1,58 км); Δг (1917–2004) = +68,1 мм (+13,0 %)			МС Тюя-Ашу юж. (3,22 км); Δг (1959–2004) = +82,7 мм (10,5 %)		
Годы (чис- ло лет)	Δг, мм	Δг, % и характеристика колебаний	Годы (чис- ло лет)	Δг, мм	Δг, % и характеристика колебаний
1917–1922 (5)	–27,7	–5,3 % – слабое падение	1959–1963 (4)	+39,6	+5,0 % – слабый рост
1922–1967 (45)	+135,8	+25,9 % – очень силь- ный рост	1963–1970 (7)	–94,0	–12,0 % – сильное па- дение
1967–1973 (6)	–57,1	–10,9 % – сильное па- дение	1970–1985 (15)	+95,9	+12,2 % – сильный рост
1973–1982 (9)	+65,0	+12,4 % – сильный рост	1985–1994 (9)	–46,4	–5,9 % – умеренное па- дение
1982–1993 (9)	–64,1	–12,2 % – сильное па- дение	1994–2004 (10)	+85,9	+10,9 % – сильный рост
1993–2004 (11)	+16,2	+3,1 % слабый рост			

*Принятые критерии характеристики колебаний: 1) до 1 % – ровный ход, 2) 1,1–5 % – слабый рост или падение, 3) 5,1–10 % – умеренный рост или падение, 4) 10,1–15 % – сильный рост или падение, 5) больше 15 % – очень сильный рост или падение).

122 мм или 28 % от нормы, равной 430,8 мм (трендовая оценка повышения годовых сумм осадков на станции составила 114 мм). На ней также выделяются 8 фаз, которые, однако, точно не совпадают ни по своим границам, ни по размаху колебаний осадков с фазами для Чуйской, хотя казалось бы совпадение должно быть более высоким, учитывая близость расположения станций и общность синоптических процессов, вызывающих на них осадки. Так, с 1932 по 1938 г. осадки в Бишкеке в целом увеличились на 38 мм, затем следует их короткое падение на 36 мм (1938–1941 гг.), потом рост на 80 мм

в течение 24 лет (1941–1965 гг.), после чего снова короткое падение на 37 мм (1965–1970 гг.), потом снова длительный рост в течение двух периодов 1970–2001 гг. (с разной скоростью роста) на 85 мм, и, наконец, кривая заканчивается наметившейся тенденцией к уменьшению осадков после 2001 г.

Склон Киргизского хребта (годовые суммы). На склоновой низкогорной станции Байтык (1,58 км), имеющей 11-летнюю кривую за наиболее длинный период с 1917 по 2004 г., можно выделить 6 фаз колебаний годовых сумм осадков, которые, однако, во многом не совпадают с фазами для обеих долинных станций (рисунок 9.4, таблица 9.4). Сходной частью картины для всех трех станций является только общая тенденция роста осадков примерно до периода 1965–1968 гг. С 1967 г. на Байтыке их изменение приобрело резко колебательный характер, тогда как на МС Чуйской (после 11-летнего падения 1968–1979 гг.) тенденция роста в целом сохранилась до конца кривой, т.е. 2004 г., а на МС Бишкек это произошло с 1970 г. Период после 1993 г. на Байтыке характеризовался слабым ростом осадков (похожим на ровный ход, рисунок 9.4), а на долинных станциях наблюдался сильный рост и только с 2001–2002 гг. наметилась тенденция к их падению. Общее увеличение годовых сумм осадков на Байтыке по 11-летней кривой равнялось 68 мм, а оценка по тренду была гораздо больше – 109 мм. Это объясняется тем, что 11-летняя кривая «чутко» уловила начало фазы перехода к прекращению роста осадков на станции после 1980 г., тогда как тренд (общая тенденция), как и следовало ожидать, прореагировал на это слабо.

На высокогорной МС Тюя-Ашу юж. (3,22 км) по 11-летней кривой за 1959–2004 гг. произошло увеличение осадков на 83 мм (10,5 % от нормы). Этот рост осадков хорошо вписывается в общую картину роста на других станциях. Для сравнения колебаний осадков на станциях Тюя-Ашу юж. и Байтык (за совпадающие периоды наблюдений 1959–2004 гг.) рассмотрим положение максимумов и минимумов на их 11-летних кривых. Кривая для Тюя-Ашу юж. имеет три максимума – 1963, 1985 и 2004 г., и два минимума – 1970 и 1985 г., а кривая для Байтыка два максимума – 1967 и 1982 г., и два минимума – 1973 и 1993 г. Как видно, совпадения экстремумов на кривых являются довольно относительными. Это же относится и к размаху колебаний. Общее увеличение годовых осадков по 11-летней кривой на станции было весьма существенным и составило 83 мм, а по тренду оно было еще несколько больше – 100 мм. Однако на Тюя-Ашу юж., в отличие от Байтыка, после 1995 г. наблюдается непрерывный и сильный рост осадков без признаков начала фазы их стабилизации или падения. Наоборот, занижение общего роста осадков по 11-летней кривой по сравнению с трендом объясняется наличием максимума на кривой для Тюя-Ашу юж. в начальный период (1963 г.), тогда как на Байтыке в это время был минимум, т.е. ход осадков на станциях в начале и конце периода наблюдений был в противофазе.

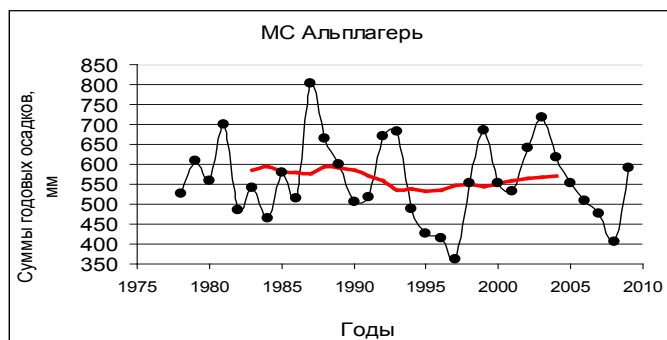


Рисунок 9.5 – Временной ход годовых сумм осадков (точки) и кривая 11-летних скользящих средних для среднегорной станции Альплагерь (2,13 км)

Вернемся теперь к среднегорной станции Альплагерь (2,13 км), ход 11-летней кривой для которой показан на рисунке 9.5. Уменьшение годовых осадков по этой кривой за 21-летний период 1983–2004 гг. составляет –15 мм или 2,6 % от нормы, равной 561 мм. С 1983 по 1995 г. они убывали на 53 мм, и именно это убывание обусловило знак минус для общей тенденции изменения осадков за весь период наблюдений станции, что отражено на рисунке 9.2. Но с 1995 г. осадки монотонно возрастают к 2004 г. на 39 мм. Следует особо подчеркнуть, что *этот рост* годовых сумм на МС Альплагерь *не изменил своего знака* до 2009 г.

Сезонные суммы осадков. Очень неоднородными являются временные колебания сезонных сумм осадков, как по долинным, так и по горным станциям. В таблице 9.5 приведены их изменения по 5 станциям, рассчитанные за весь период наблюдений по концам 11-летних скользящих средних, а на рисунке 9.6 в качестве примера показан временной ход сумм осадков по МС Бишкек для зимы, весны, лета и осени.

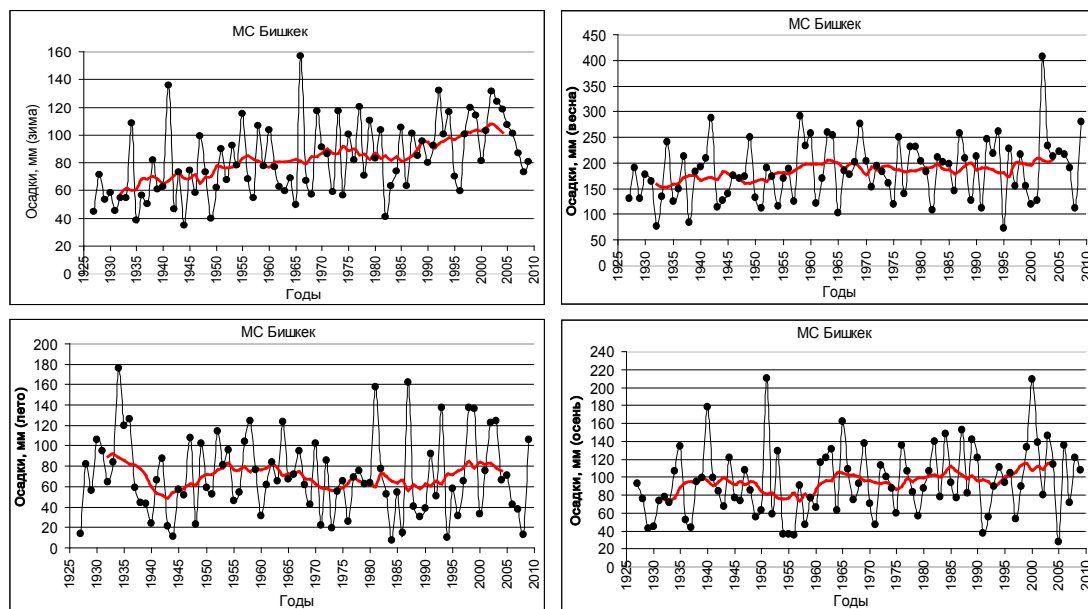


Рисунок 9.6 – Временной ход сезонных сумм осадков (точки) и кривые 11-летних скользящих средних по станции Бишкек (0,76 км, Чуйская долина)

В таблице 9.5 хорошо видно, что на оси Чуйской долины (МС Чуйская) осадки сравнительно равномерно возрастали по всем сезонам и по отношению к нормам это составило: зима – 27 %, весна – 32 %, лето – 33 % и только осень меньше – 12 %. Но уже в подгорной равнине на МС Бишкек картина была иная. Здесь наблюдался очень сильный рост осадков зимой (54 %) и осенью (45 %), тогда как весной он был в два раза меньше (27 %), а летние осадки вообще убывали на 20 %. На рисунке 9.6 очень наглядно видно, что зимние, весенние и осенние осадки имеют хорошо выраженную тенденцию роста со слабо или умеренно колебательным характером. Напротив, для лета 11-летняя кривая сильно колеблется, немного снижая свой средний уровень.

На низкогорной станции Байтык изменения осадков по сезонам совсем иные – максимальный рост соответствовал осени (44 %), зимой он был почти в два раза меньше (27 %), а летом (1 %) и осенью (4 %) осадки почти не изменились. В среднегорье по данным станции Альплагерь (наблюдения с 1978 г.) осадки росли зимой (21 %) и осенью (10 %), тогда как весной и летом убывали соответственно на 14 и 7 %. Наконец, в высокогорной зоне МС Тюя-Ашу юж. наблюдался сильный рост осадков осенью (37 %) и зимой (29 %) при очень слабом уменьшении весной (4 %) и летом (2 %).

Таблица 9.5 – Изменение сезонных сумм осадков Δr (мм) и Δr (% от нормы) по метеостанциям, определенное по концам 11-летних кривых

Станция (z, км)	Зима		Весна		Лето		Осень	
	Δr , мм	Δr , %	Δr , мм	Δr , %	Δr , мм	Δr , %	Δr , мм	Δr , %
Чуйская (0,60)	22	27	47	32	19	33	12	12
Бишкек (0,76)	44	54	49	27	-14	-20	43	45
Байтык (1,58)	19	27	2	1	5	4	42	44
Альплагерь (2,13)	15	21	-28	-14	-13	-7	11	10
Тюя-Ашу юж. (3,22)	34	29	-9	-4	-4	-2	61	37

Таким образом, картина структурных временных изменений годовых и сезонных сумм осадков в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта сложна, весьма различна на разных станциях, и во многом определяется местными условиями их расположения. Она, во-первых, может сильно меняться от станции к станции, даже если расстояние между ними составляет всего порядка 10 км. Во-вторых, на каждой станции по сезонам она обычно совершенно различна. В целом относительно хорошо по ряду станций может прослеживаться только основная временная тенденция изменений осадков. Можно считать, что зимние и осенние осадки на всех станциях увеличивались, тогда как летние менялись мало или даже уменьшались. Весенние осадки росли в Чуйской долине и уменьшались на северном склоне Киргизского хребта. Главный же вывод состоит в том, что по данным 11-летних скользящих средних, осадки в году на изучаемой территории не уменьшаются, а напротив возрастают, правда, в различной степени по разным станциям.

9.3 Изменение норм осадков и характеристики их межгодовой изменчивости в три последовательных периода – 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг.

После анализа основных тенденций и структуры временных колебаний годовых и сезонных сумм осадков за весь период работы метеостанций важно рассмотреть вопросы изменения их годовых и сезонных норм r , а также их относительной междугодовой изменчивости $s(r)$ по трем последовательным стандартным климатическим периодам: 1) 1931–1960 гг. – ближайший прошлый климат; 2) 1961–1990 гг. – «базовый» климат минувшего тридцатилетия, 3) 1991–2009 (2020) гг. – оценка настоящего и ближайшего будущего климата (1991–2020 гг.). Соответствующие значения r и $s(r)$ по этим периодам приведены в таблице 9.6. Там же показана общая норма осадков за весь период работы станций. Разумеется, численные значения r и $s(r)$ по различным периодам будут полностью объясняться временной структурой их изменений, рассмотренной в разделе 9.2.

Напомним, что чем меньше коэффициенты междугодовой вариации осадков $s(r)$, тем меньше их относительная междугодовая изменчивость и тем стабильнее значения их сумм по отдельным годам.

Чуйская долина. На оси Чуйской долины МС Чуйская (0,60 км) показывает последовательное повышение годовых норм осадков по периодам 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг., равные соответственно 347, 388 и 418 мм. Как видно, общее увеличение годовых норм было существенным и составило 71 мм или 20,5 % по отношению к начальному периоду 1931–1960 гг. В абсолютных значениях прирост сезонных норм составил: зима – 25 мм, весна – 24 мм, лето – 10 мм и осень – 12 мм. В относительном

Таблица 9.6 – Нормы осадков Γ и коэффициенты их межгодовой вариации $c(\Gamma)$ для года и всех сезонов по метеостанциям Чуйской долины и склона Киргизского хребта за весь период наблюдений и за 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг.

Период	Осадки			Период	Осадки			Период	Осадки			Период	Осадки		
	сезон	г,мм	с(г)		сезон	г,мм	с(г)		сезон	г,мм	с(г)		сезон	г,мм	с(г)
МС Чуйская (0,60 км)				МС Бишкек (0,76 км)				МС Байтык (1,58 км)				МС Тюя-Ашу юж. (3,22 км)			
1931–2009	Год	379,7	0,27	1927–2009	Год	430,8	0,22	1912–2009	Год	524,7	0,20	1954–2009	Год	786,7	0,16
1931–1960	Год	347,0	0,24	1931–1960	Год	404,4	0,21	1931–1960	Год	511,9	0,18				
1961–1990	Год	387,9	0,20	1961–1990	Год	440,9	0,18	1931–1990	Год	569,6	0,17	1961–1990	Год	769,8	0,14
1991–2009	Год	418,3	0,26	1991–2009	Год	475,2	0,24	1991–2009	Год	539,2	0,19	1991–2009	Год	812,2	0,15
1931–2009	Зима	83,3	0,34	1927–2009	Зима	82,0	0,33	1912–2009	Зима	63,2	0,31	1954–2009	Зима	118,8	0,34
1931–1960	Зима	72,6	0,36	1931–1960	Зима	72,1	0,35	1931–1960	Зима	58,1	0,29				
1961–1990	Зима	85,0	0,33	1961–1990	Зима	83,4	0,31	1931–1990	Зима	69,4	0,29	1961–1990	Зима	108,2	0,31
1991–2009	Зима	97,7	0,26	1991–2009	Зима	100,6	0,21	1991–2009	Зима	74,2	0,27	1991–2009	Зима	142,2	0,28
1931–2009	Весна	147,1	0,38	1927–2009	Весна	184,3	0,32	1912–2009	Весна	212,8	0,26	1954–2009	Весна	245,0	0,29
1931–1960	Весна	132,5	0,44	1931–1960	Весна	173,5	0,32	1931–1960	Весна	203,8	0,26				
1961–1990	Весна	155,8	0,28	1961–1990	Весна	189,1	0,25	1931–1990	Весна	231,6	0,23	1961–1990	Весна	246,0	0,29
1991–2009	Весна	156,5	0,42	1991–2009	Весна	199,2	0,39	1991–2009	Весна	208,7	0,27	1991–2009	Весна	233,6	0,30
1931–2009	Лето	56,0	0,56	1927–2009	Лето	70,2	0,55	1912–2009	Лето	152,0	0,37	1954–2009	Лето	259,6	0,28
1931–1960	Лето	54,3	0,55	1931–1960	Лето	73,5	0,52	1931–1960	Лето	154,3	0,34				
1961–1990	лето	52,2	0,50	1961–1990	Лето	65,1	0,57	1931–1990	Лето	161,4	0,37	1961–1990	Лето	251,1	0,26
1991–2009	Лето	64,4	0,61	1991–2009	Лето	74,3	0,58	1991–2009	Лето	154,1	0,38	1991–2009	Лето	262,8	0,28
1931–2009	Осень	93,2	0,41	1927–2009	Осень	94,3	0,41	1912–2009	Осень	96,8	0,40	1954–2009	Осень	165,0	0,36
1931–1960	Осень	87,5	0,46	1931–1960	Осень	85,2	0,47	1931–1960	Осень	95,7	0,43				
1961–1990	Осень	94,9	0,36	1961–1990	Осень	103,2	0,30	1931–1990	Осень	107,3	0,30	1961–1990	Осень	164,6	0,31
1991–2009	Осень	99,7	0,41	1991–2009	Осень	101,1	0,43	1991–2009	Осень	102,2	0,47	1991–2009	Осень	173,5	0,42

виде они более всего увеличились зимой (на 34,6 %), а в остальные сезоны их рост был примерно одинаковым (18,1–19,9 %).

Относительная изменчивость годовых сумм осадков от года к году во все три периода была низкой – $c(r) = 0,20–0,26$ и статистически значимо не различалась (на уровне доверительной вероятности 0,95). Это значит, что межгодовую колеблемость осадков можно считать постоянной в течение всего периода 1931–2009 гг. и в этом плане их режим не менялся. По сезонам более высокие коэффициенты вариации осадков, т.е. более высокая их колеблемость от года к году, наблюдалась летом ($c(r) = 0,50–0,61$) и осенью ($c(r) = 0,36–0,46$). Зимой стабильность выпадений осадков от года к году наиболее высокая, так как коэффициенты вариации малы ($c(r) = 0,26–0,36$), в меньшей степени это относится к весне ($c(r) = 0,28–0,44$).

В *подгорной равнине* на МС Бишкек годовые нормы осадков также последовательно увеличивались по трем периодам и составляли соответственно 404, 441 и 475 мм. Общий абсолютный рост норм, как и на МС Чуйской, равен 71 мм, но относительный рост, вследствие более высоких значений норм, оказался несколько ниже – 17,5 %. По сезонам нормы осадков возрастали весьма различно: зима – 29 мм (39,3 % от нормы), весна – 26 мм (14,8 %), лето – всего 1,2 мм (1 %) и осень – 16 мм (18,7 %). Картина межгодовой изменчивости годовых и сезонных сумм осадков здесь такая же, как и на оси долины: колеблемость сумм от года к году более высокая летом ($c(r) = 0,52–0,58$) и осенью (0,30–0,47), более низкая зимой ($c(r) = 0,21–0,35$) и весной ($c(r) = 0,25–0,39$), при этом она не меняется от периода к периоду.

Склон Киргизского хребта. На *низкогорной* МС Байтык (1,58 км) годовая норма осадков растет от периода 1931–1960 гг. к периоду 1961–1990 гг. на 58 мм, но затем, в отличие от долинных станций, к 1991–2009 гг. уменьшается на 30 мм. В результате, ее общий рост по трем периодам примерно в три раза меньше, чем на долинных станциях, и составляет только 27 мм или 5,3 %. По сезонам изменения норм составили: зима – наибольший рост на 16 мм (27,7 % от нормы), весна и осень – небольшой рост на 5 и 7 мм (2,4 % и 6,8 %), лето – отсутствие изменений (–0,2 мм).

Картина распределений $c(r)$ на МС Байтык по сезонам здесь также несколько отличается от картины для долинных станций. Хотя по-прежнему междугодовая колеблемость годовых и сезонных сумм осадков практически не меняется от периода к периоду, самое высокое значение она имеет не осенью ($c(r) = 0,30–0,47$), а летом ($c(r) = 0,34–0,38$). При этом значение $c(r)$ для годовых сумм осадков по различным периодам остается весьма низким (0,17–0,19), что свидетельствует об их малой колеблемости по годам.

На *высокогорной* МС Тюя-Ашу юж. (3,22 км) наблюдения были начаты только в 1954 г. и поэтому нормы осадков за период 1931–1960 гг. не определены. От периода 1961–1990 гг. к 1991–2009 гг. годовая норма осадков здесь увеличилась на 42 мм или 5,5 %. По сезонам изменение норм составило: зима – самое большое увеличение из сезонов на 34 мм (31,4 % от нормы), весна – *уменьшение* нормы на 12 мм (–5 %), лето – рост на 12 мм (4,7 %), осень – рост на 9 мм (5,4 %).

Для года на МС Тюя-Ашу по двум рассматриваемым периодам $c(r) = 0,14–0,15$, что является самым низким его значением по 4 станциям (таблица 9.6). Максимальное значение $c(r)$ соответствовало осени ($c(r) = 0,31–0,42$), тогда как в остальные сезоны коэффициенты вариации примерно одинаковы и находятся в узком диапазоне от 0,26 до 0,31. Во всех случаях коэффициенты вариации по двум периодам можно считать различающимися статистически незначимо с уровнем доверительной вероятности 0,95.

Таким образом, фактические данные метеостанций о временных изменениях режима осадков в течение 1931–2009 гг. (в условиях наблюдающегося потепления климата) убедительно свидетельствуют о происходящем параллельном росте норм осадков

от 1931–1960 к 1991–2009 гг. – в Чуйской долине примерно на 20 %, а на северном склоне Киргизского хребта примерно на 5 %. Скорее всего, эта тенденция сохранится, по крайней мере, до 2015–2020 гг., учитывая инерционность климатических процессов. Все это, как уже отмечалось, является весьма благоприятным фактором, который компенсировал возможное увеличение степени аридности ближайшего будущего климата 1991–2020 гг., которое бы произошло при неизменности осадков (или еще хуже – их уменьшении), вследствие наблюдающегося повышения температуры воздуха.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведем краткий обзор результатов изучения современных климатических условий Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта.

Местные климаты определяются широтой и высотой места, удаленностью территории от океанов, особенностями местных орографических условий и циркуляции атмосферы. По этим показателям исследуемый район лежит на границе субтропических и умеренных широт вдали от океанов и имеет переходные условия от климата умеренного пояса к климату сухих субтропиков. Сухое с высокими температурами лето Чуйской долины близко по климатическим условиям к климату сухих субтропиков, тогда как зимние условия соответствуют климату южной зоны умеренных широт. С повышением высоты места на северном склоне Киргизского хребта местные климаты сначала переходят к чисто умеренным, а затем к все более суровым климатическим условиям вплоть до климата вечных снегов и ледников.

Высотная климатическая зональность на северном склоне Киргизского хребта выражена очень хорошо и, как правило, может быть достаточно точно описана для самых различных характеристик высотными статистическими зависимостями. Многие из таких зависимостей приведены в первой части книги в виде уравнений высотных регрессий, таблиц и графиков.

Описание режима атмосферных явлений и облачности показало, что весьма благоприятным фактором климата Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта является высокая продолжительность солнечного сияния, которая в среднем для года (около 2600 ч) практически не зависит от высоты места и такая же, как в Италии и Греции (раздел 3). Это объясняется как южным положением района, так и благоприятным режимом облачности.

Возможные интенсивные ранние осенние (первая-вторая декада сентября) и особенно поздние весенние (самый конец мая) заморозки в Чуйской долине, несомненно, представляют собой наиболее опасное метеорологическое явление, делающее овощеводство и садоводство в ней рискованной отраслью сельского хозяйства.

Такие метеорологические явления как туманы, грозы и град, характеризуются умеренной повторяемостью и интенсивностью. Они хотя и не являются существенной отрицательной доминантой климата, но их следует обязательно учитывать в практической деятельности.

Исследование общих и специальных характеристик режима ветра, атмосферного давления и плотности воздуха на различных высотах до 4 км показало, что Чуйская долина и тальвеги склоновых долин Киргизского хребта, вплоть до его гребневой зоны, во все сезоны года характеризуется слабыми средними скоростями ветра в приземном слое (1,5–3 м/с) и значительной повторяемостью штилей (15–35 %) (раздел 4). Средние скорости существенно возрастают только на высоких открытых водоразделах (4 м/с и более) особенно в зимний период года, вследствие влияния ветров свободной атмосферы.

Режим направлений, напротив, крайне разнообразен, так как сильно зависит от местных орографических условий и местных циркуляций. Две системы горно-долинной циркуляции, наблюдающиеся в Чуйской долине, кольца которых ориентированы вдоль ее оси и нормально к ее оси, в значительной мере определяют степень вентиляции атмосферы Бишкека при хороших погодных условиях.

Повторяемость случаев больших скоростей ветра (бурь, 15 м/с и более) в долине мала – в среднем до 10 бурь в году. Мала и максимально возможные скорости ветра, которые

с вероятностью 1 раз в 10 лет, не превышают здесь 20–25 м/с. Гололедные осадки в виде кристаллической или плотной изморози и мокрого снега не превышают 0,2–0,5 кг/м.

Однако на открытых участках склона Киргизского хребта (боковые водоразделы) максимальные скорости ветра и гололедные отложения растут с высотой, достигая в гребневой зоне очень больших значений – до 45–50 м/с и 5–7 кг/м с вероятностью 1 раз в 10 лет. Оценены и приводятся высотные зависимости этих характеристик от подножья до гребня хребта, которые создают опасные ветровые и гололедные нагрузки на сооружения.

Для высот 1–3 км над днищем Чуйской долины впервые приведены рассчитанные для нее численные значения ряда важных для авиации и многих технических приложений аэроклиматические характеристики вектора ветра – профили его зональных и меридиональных составляющих, результирующего ветра, вертикальных сдвигов ветра. Найдены статистические зависимости, описывающие понижение с высотой до 4 км различных характеристик давления и плотности воздуха, а также давления атмосферного кислорода, что важно для решения многих практических задач.

Установлено, что для днища долины, нижней и даже средней зоны склона Киргизского хребта очень большую повторяемость (до 75–85 %) имеют приземные склоновые инверсии температуры, обуславливающие аномально низкие зимние ее значения в долине при затишьях (раздел 5). Впервые приводятся полученные по данным вертикального климатического разреза, основные параметры этих инверсий для различных сезонов года и времени суток (дня и ночи) – повторяемость, мощность (толщина слоя инверсии) и интенсивность (перепад температуры в слое с инверсией).

С учетом данных об инверсиях температуры рассчитаны нормативные характеристики отопительного сезона (по СНиП – даты начала-конца, длительность, 6 различных расчетных характеристик температуры) и найдены их статистические высотные зависимости в пределах диапазона высот от 0,5 до 3,5 км. Так, например, на высотах 1, 2 и 3 км длительность отопительного сезона составляет соответственно 173, 220 и 267 суток. Оценено изменение этих характеристик к 2050 г. с учетом ожидаемого потепления климата, когда можно ожидать снижение длительности отопительного сезона на 12–17 дней.

Впервые рассчитаны нормативная (по СНиП – максимальная ежегодная глубина) и вероятностные (возможная 1 раз в 5, 10, 15 и 20 лет) характеристики глубин зимнего промерзания грунтов и глубина их протаивания летом в зоне вечной мерзлоты, что необходимо знать для закладки фундаментов сооружений и канализационных сетей. Приводятся статистические высотные зависимости этих характеристик для высот от 0,5 до 4 км. Так, на высотах 1, 2 и 3 км ежегодное расчетное промерзание грунта может достигать соответственно 79, 124 и 169 см. Одновременно на высотах около 3,5 км летнее протаивание грунта колеблется в широких пределах, составляя в среднем 1,25–2 м.

Для Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта определены основные показатели режима осадков – их годовые и сезонные нормы, а также статистические высотные зависимости годовой нормы осадков, нормы годовой испаряемости и коэффициента увлажнения территории в пределах высот от 0,5 до 4 км (раздел 6). Установлено, что на высотах 1, 2 и 3 км расчетная годовая норма осадков составляет 458, 614 и 769 мм, а норма годового испаряемости – 1311, 1078 и 845 мм, т.е. достаточная увлажненность на склоне хребта достигается примерно с высоты 3 км.

Особое внимание уделено оценке высотного распределения максимальных годовых водозапасах снежного покрова (образующихся к концу зимы), которые определяют снеговые нагрузки на сооружения и в значительной мере – весенне-летний сток рек. Статистические экспоненциальные зависимости для нормативных по СНиП и вероятностных характеристик параметров этих водозапасах в пределах высот от 0,5 до 4 км позволили

установить, что на высотах 1, 2, 3 и 3,5 км расчетные значения максимальных водозпасов снежного покрова составляют соответственно 34, 97, 281 и 478 кг/м² (что равно 47, 97, 281 и 478 мм слоя воды).

Изучены режимы влажности воздуха в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта, патогенности климатических условий Чуйской долины и загрязнение атмосферы ее основных городов – Токмака, Бишкека и Кара-Балты (раздел 7). Приведены по станциям годовой и суточный ход характеристик относительной влажности и парциального давления водяного пара, а также его высотные статистические зависимости в пределах высот 0,5–4 км. Для каждого месяца приведено число дней с низкой (30 % и менее) и высокой (80 % и более) относительной влажностью.

Впервые рассчитаны индексы патогенности климатических условий в различные месяцы года в зависимости от наблюдаемых средних значений и междусуточных колебаний температуры, давления, влажности воздуха, ветра и облачности для различных зон Чуйской долины – восточной, центральной и западной. Это позволило оценить степень патогенности климатических условий долины по критерию медицинской климатологии, т.е. степень их болезненного или раздражающего действия на организм человека. Оказалось, что в Бишкеке и Кара-Балте для относительно короткого 3-месячного периода – с декабря по февраль – наблюдаемые погоды в среднем неблагоприятны и относятся к сильно и остро раздражающим. В остальную часть года они комфортные (апрель–сентябрь), слабо или умеренно раздражающие в короткие промежуточные периоды марта и октября–ноября. В Токмаке в климатическом выводе остро раздражающих погод нет, а сильно раздражающие погоды наблюдаются только в течение двух месяцев – январь и февраль. Таким образом, восточная зона долины более благоприятна для проживания людей.

Для городов Токмак, Бишкек и Кара-Балта исследована степень загрязнения приземного слоя воздуха пылью, угарным газом, окисью азота и формальдегидом, рассчитаны характеристики экологического состояния атмосферы в этих городах – потенциал загрязнения атмосферы, потенциал ее самоочищения, а также *параметр* самоочищения (К), которые полностью определяются режимом погодных условий. Оказалось, что параметр К во все сезоны года значительно превышает свой критический уровень, равный 0,8, принимая средние месячные значения для Бишкека 2,3–7,6 а Токмака 2,1–7,9. Это обусловлено тем, что погодные условия в целом здесь неблагоприятны для рассеивания и вымывания примесей из атмосферы – преобладают слабые ветры и штили, в холодный период года часты туманы, малая повторяемость дней с осадками, велика повторяемость приземных инверсий температуры. Самым загрязненным городом является Бишкек, где основным загрязнителем служит пыль (в среднем 2,5–7,1 ПДК). Высоко также загрязнение формальдегидом (в среднем 3,2–4,8 ПДК), в меньшей степени атмосфера Бишкека загрязнена угарным газом (в среднем до 1,1–2,4 ПДК) и окисью азота (в среднем до 1,5–2,4 ПДК). Степень загрязнения Токмака и Кара-Балты существенно меньше.

Как глобальный климат Земли, так и ее местные климаты никогда не были и не будут чем-то неизменным и постоянным. Они всегда изменяются, хотя и относительно медленно по сравнению с погодой. При этом наблюдается многофакторная природа климата, имеющая в значительной мере случайный характер.

Наиболее надежные выводы по современной истории климата Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта могут быть получены по многолетним наблюдениям метеостанций, т.е. по имеющимся прямым исходным данным. Исследования изменения режима температуры воздуха в Чуйской долине и на северном склоне Киргизского хребта с использованием наблюдений станций за последние 80–100 лет (1912–2009 гг.) показали, что изменения местного климата изучаемого района являются

не только откликом на изменение глобального климата Земли, но и в значительной мере представляют собой *сузубо индивидуальный местный процесс* (раздел 8). Установлено, что основная тенденция, или линейный тренд роста различных характеристик температуры (средние, минимальные, максимальные) на разных станциях является индивидуальным откликом на ее глобальный для Земли рост. По данным 11-летних скользящих средних он представляет собой на самом деле четкое чередование фаз потеплений и похолоданий с возможными различными их границами и амплитудами даже в сопредельных районах.

Особенно это справедливо для хода 11-летних скользящих средних в различные сезоны года, когда даже на одной и той же станции могут наблюдаться участки противофазности – для одного и того же интервала времени в один сезон имеет место фаза потепления, а в другой фаза – похолодания. Детальная временная структура изменений температуры и осадков может не совпадать даже на близлежащих станциях, удаленных друг от друга всего на 10–30 км, хотя, казалось бы, она определяется одними и теми же синпроцессами. Поэтому процесс потепления климатов Бишкека, Чуйской долины и северного склона Киргизского хребта ни в коей мере нельзя понимать упрощенно как равномерное, одинаковое по сезонам повышение средней температуры. Он гораздо сложнее. Установлено, что в зимний период года абсолютно преобладают потепления в полях экстремально низких (снижение зимой повторяемости и интенсивности аномально холодных погод) и одновременно экстремально высоких температур (увеличение зимой повторяемости и интенсивности аномально теплых погод), тогда как летние потепления в полях этих и всех других температур либо слабы, либо отсутствуют. Устойчивое и хорошо выраженное потепление в последний 80-летний период наблюдается непосредственно только в Чуйской долине и в меньшей степени в зоне подножья Киргизского хребта.

Таблица 1 – Рассчитанные трендовые значения различных характеристик температуры по десятилетиям 1930–2020 гг. для Бишкека (°C)

Год	1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
Абсолютные минимальные (экстремально низкие) температуры										
Январь	-23,7	-22,7	-21,7	-20,8	-19,8	-18,8	-17,8	-16,9	-15,9	-14,9
Июль	11,9	12,0	12,1	12,3	12,4	12,6	12,7	12,8	13,0	13,1
Средние минимальные (средние ночные) температуры										
Январь	-10,9	-10,3	-9,8	-9,2	-8,7	-8,1	-7,6	-7,1	-6,5	-6,0
Июль	17,1	17,2	17,4	17,5	17,7	17,8	17,9	18,1	18,2	18,4
Средние температуры										
Январь	-5,4	-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-1,5	-1,0
Июль	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,5	24,6	24,6	24,6	24,6
Средние максимальные (средние дневные) температуры										
Январь	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5
Июль	31,2	31,3	31,3	31,4	31,4	31,5	31,6	31,6	31,7	31,7
Абсолютные максимальные (экстремально высокие) температуры										
Январь	9,5	10,1	10,7	11,2	11,8	12,4	13,0	13,6	14,2	14,8
Июль	37,1	37,1	37,2	37,3	37,3	37,4	37,4	37,5	37,6	37,6

Получены трендовые оценки различных характеристик температур воздуха для января и июля (°C) по МС Бишкек для десятилетий периода 1930–2020 гг. (таблица 1). Данные таблицы показывают, что абсолютные максимальные (экстремально высокие) температуры выросли в январе на 4,7 °C – от 9,5 °C в 1930 г. до 14,2 °C в 2010 г., тогда как в июле этот рост был очень мал – от 37,1 до 37,6 °C. В то же время абсолют-

ные минимальные температуры в январе выросли еще больше – на 7,8 °С – от –23,7 °С в 1930 г., до –15,9 °С в 2010 г., тогда как в июле этот рост также был мал – от 11,9 до 13,0 °С. В полях средних дневных и средних ночных температур потепление также было сильно выражено для зимы и слабо для лета. Все это говорит о весьма благоприятной картине произошедшего за последние 80 лет повышения комфортности зимних климатических условий Бишкека.

Рассчитаны фактические значения норм всех характеристик температуры в три последовательных климатических периода (таблица 2): 1931–1960 гг. – ближайший прошлый климат; 1961–1990 гг. – «базовый климат» только что прошедшего тридцатилетия; 1991–2009 (2020) гг. – оценка наблюдающегося настоящего и ближайшего будущего климата тридцатилетия 1991–2020 гг. Потепление в долине в нормах наиболее интенсивно выражено зимой в поле абсолютных минимальных (на 4,9 °С) и в меньшей степени – абсолютных максимальных (на 2,3 °С), средних минимальных (2,3 °С) и средних максимальных (1,9 °С) температур. Летом потепление в нормах мало (до 1,2 °С) или отсутствует.

Таблица 2 – Нормы характеристик температуры по станциям за различные периоды (°С)

Год, месяц	Период	Характеристика температуры				
		средняя	сред. мин.	абс. мин.	сред. макс.	абс. макс.
МС Бишкек (0,76 км) – подгорная равнина						
Год	1931–1960	10,19	4,16	–4,91	16,37	25,32
	1961–1990	10,71	4,84	–3,51	17,04	26,22
	1991–2009	11,74	5,89	–2,10	17,83	26,96
Январь	1931–1960	–4,31	–9,50	–21,64	1,12	10,49
	1961–1990	–3,19	–8,56	–19,38	2,69	12,94
	1991–2009	–2,35	–7,21	–16,75	3,03	12,74
Июль	1931–1960	24,41	17,14	11,70	31,17	37,05
	1961–1990	24,33	17,41	12,61	31,34	37,23
	1991–2009	25,02	18,35	12,65	31,72	37,74
МС Байтык (1,58 км) – низкогорная зона						
Год	1931–1960	6,42	1,95	–6,32	12,22	20,40
	1961–1990	6,58	2,07	–6,03	12,30	20,63
	1991–2009	6,82	2,06	–5,55	12,57	21,27
Январь	1931–1960	–4,62	–8,92	–18,11	1,44	9,87
	1961–1990	–4,91	–9,30	–17,93	1,64	10,47
	1991–2009	–4,63	–8,82	–17,71	1,59	11,04
Июль	1931–1960	18,18	13,27	–7,75	23,76	29,37
	1961–1990	18,46	13,29	–5,74	23,77	29,67
	1991–2009	18,30	12,70	–5,83	23,66	30,29
МС Тюя-Ашу юж. (3,23 км) – высокогорная зона						
Год	1961–1990	–3,72	–7,34	–14,30	1,15	7,75
	1991–2009	–3,45	–7,19	–14,07	1,18	7,75
Январь	1961–1990	–14,62	–18,34	–25,21	–9,21	–2,29
	1991–2009	–14,74	–18,54	–25,69	–9,77	–2,46
Июль	1961–1990	6,95	3,28	–1,31	11,28	16,93
	1991–2009	6,96	3,28	–0,54	11,21	17,74

Результаты исследований по изменению режима осадков за 80–100-летний период 1912–2009 гг. говорят о том, что по станциям Чуйской долины их годовые суммы увели-

чивались в течение 1930–2009 гг. со средней скоростью 7–14 мм/10 лет (раздел 9). При этом основной рост осадков наблюдался зимой, весной и осенью, тогда как летние суммы осадков либо практически не менялись, либо даже слабо убывали. Осадки быстрее росли в северной, центральной и западной частях долины, чем в ее восточной части, которая более подвержена влиянию фенa. В зоне подножий и в гребневой зоне Киргизского хребта, годовые осадки по данным линейных трендов росли примерно с такой же скоростью и также за счет увеличения зимних, весенних и осенних осадков.

Таблица 3 – Рассчитанные трендовые значения годовых сумм осадков (мм) для долинных и горных станций по десятилетиям 1930–2020 гг.

Годы десятилетий 1930–2020 гг.									
1930	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020
МС Чуйская (0,60 км, 1931–2009 гг.) – ось долины, ее северная зона									
325	339	352	366	380	393	407	421	434	448
МС Токмак (0,82 км, 1931–2009 гг.) – ось долины, ее восточная зона									
418	425	432	439	446	453	460	468	475	482
МС Бишкек (0,76 км, 1927–2009 гг.) – подгорная равнина, центральная зона долины									
378	392	406	420	434	447	461	475	489	503
МС Байтык (1,58 км, 1912–2009 гг.) – низкогорная зона									
491	502	513	524	535	547	558	569	580	591
МС Тюя-Ашу юж. (3,23 км, 1954–2009 гг.) – высокогорная зона									
		730	748	766	784	802	820	838	856

Таблица 4 – Нормы характеристик осадков по метеостанциям за различные периоды (мм)

МС Чуйская (0,60 км)		МС Бишкек (0,76 км)		МС Байтык (1,58 км)		МС Тюя-Ашу юж. (3,23 км)	
Период	Нормы	Период	Нормы	Период	Нормы	Период	Нормы
Годовые		Годовые		Годовые		Годовые	
1931–1960	347,0	1931–1960	404,4	1931–1960	511,9	1931–1960	
1961–1990	387,9	1961–1990	440,9	1961–1990	569,6	1961–1990	769,8
1991–2009	418,3	1991–2009	475,2	1991–2009	539,2	1991–2009	812,2
Зимние		Зимние		Зимние		Зимние	
1931–1960	72,6	1931–1960	72,1	1931–1960	58,1	1931–1960	
1961–1990	85,0	1961–1990	83,4	1961–1990	69,4	1961–1990	108,2
1991–2009	97,7	1991–2009	100,6	1991–2009	74,2	1991–2009	142,2
Весенние		Весенние		Весенние		Весенние	
1931–1960	132,5	1931–1960	173,5	1931–1960	203,8	1931–1960	
1961–1990	155,8	1961–1990	189,1	1961–1990	231,6	1961–1990	246,0
1991–2009	156,5	1991–2009	199,2	1991–2009	208,7	1991–2009	233,6
Летние		Летние		Летние		Летние	
1931–1960	54,3	1931–1960	73,5	1931–1960	154,3	1931–1960	
1961–1990	52,2	1961–1990	65,1	1961–1990	161,4	1961–1990	251,1
1991–2009	64,4	1991–2009	74,3	1991–2009	154,1	1991–2009	262,8
Осенние		Осенние		Осенние		Осенние	
1931–1960	87,5	1931–1960	85,2	1931–1960	95,7	1931–1960	
1961–1990	94,9	1961–1990	103,2	1961–1990	107,3	1961–1990	164,6
1991–2009	99,7	1991–2009	101,1	1991–2009	102,2	1991–2009	173,5

Найдены оценки годовых сумм осадков по трем долинным и двум склоновым станциям, рассчитанные по линейным трендам для десятилетий периода 1930–2020 гг. (таблица 3). Отмечено, что за 80-летний период 1930–2010 гг. на долинных станциях осадки увеличились весьма значительно: Чуйская – от 325 до 434 мм или на 109 мм (на 34 %), Токмак – от 418 до 475 мм или на 57 мм (на 14 %), Бишкек – от 378 до 489 мм или на 111 мм (на 29 %).

Примерно такая же картина наблюдается на двух горных станциях: на Байтыке от 1930 к 2010 г. произошло увеличение годовых сумм осадков от 491 до 580 мм или на 89 мм (на 15 %), на Тюя-Ашу юж. от 1950 к 2010 г. увеличение составило от 730 до 838 мм или на 108 мм (на 15 %). К сожалению, прямых данных наблюдений за весь 80-летний период 1930–2009 гг. по среднегорной зоне нет. Станция Альплагерь (2,13 км), имеющая наблюдения за 1978–2009 гг. показывает рост годовых сумм осадков после 1995 г. на 39 мм.

Рассчитаны фактические значения норм годовых и сезонных сумм осадков в три последовательных климатических периода (таблица 4): 1931–1960 гг. – ближайший прошлый климат; 1961–1990 гг. – «базовый климат» только что прошедшего тридцатилетия; 1991–2009 (2020) гг. – оценка наблюдающегося настоящего и ближайшего будущего климата тридцатилетия 1991–2020 гг.

Хорошо видно, что на долинных станциях Чуйская и Бишкек от начального периода к конечному происходил существенный рост годовых норм осадков – Чуйская на 72 мм (21 %), Бишкек на 71 мм (18 %). На горных станциях годовые нормы осадков так же выросли, хотя и в меньшей степени – на Байтыке на 27 мм (5 %), на Тюя-Ашу юж. (от 1961–1990 гг. к 1991–2009 гг.) на 42 мм (6 %).

Таким образом, наблюдающееся потепление климата Чуйской долины происходило в основном в зимний период года и одновременно сопровождалось существенным ростом осадков не только в долине, но для всего северного склона Киргизского хребта. Это является весьма благоприятным фактором, который скомпенсировал увеличение степени аридности настоящего и ближайшего будущего климата 1991–2020 гг., которое бы произошло при неизменности осадков (или еще хуже – их уменьшении), вследствие наблюдающегося повышения температуры воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматические ресурсы районов республиканского подчинения, Иссык-Кульской и Нарынской областей Киргизской ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 240 с.
2. Аламанов С.К., Лелевкин В.М., Подрезов О.А., Подрезов А.О. Изменение климата и водные проблемы в Центральной Азии // ЮНЕП и WWF России. М.–Бишкек, 2006. 188 с.
3. Атлас Киргизской ССР. Том 1. Природные условия и ресурсы. М.: ГУГК СССР, 1987. 157 с.
4. Аэроклиматические характеристики пограничного слоя атмосферы Средней Азии. Кн. 1. Статистические характеристики метеорологических элементов в разные часы суток. Ташкент: САРНИГМИ, 1986. 310 с.
5. Бакиров К.Б., Закурдаев А.А. К вопросу расчета максимальной концентрации вредных примесей от точечного источника (на примере Бишкекской ТЭЦ-1) // Метеорология и климатология в Кыргызстане. Вып. 1. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2001. С. 125–132.
6. Бокиша В.Г., Богуцкий Б.В. Медицинская климатология и климатотерапия. Киев: Здоровье, 1980. 262 с.
7. Брусенская И.С., Подрезов О.А. Режим ветра на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2011. 132 с.
8. Бугаев В.А., Джорджио В.А., Козик Е.М. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН Узб. ССР, 1957. 477 с.
9. Второе национальное сообщение Кыргызской Республики по рамочной конвенции ООН об изменении климата / Сост.: Ш.А. Ильясов, В.М. Якимов. Бишкек, 2008. 216 с.
10. Гельмгольц Н.Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 330 с.
11. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка предстоящего климата на территории Российской Федерации // Метеорология и Гидрология. 2009. № 11. С. 15–29.
12. Диких А.Н., Диких Л.Л. Оледенение и ледниковый сток Северного Тянь-Шаня: состояние и вероятные изменения // Метеорология и гидрология в Кыргызстане. Вып. 4. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2004. С. 5–32.
13. Дзюба А.В., Панин Г.Н. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях // Метеорология и гидрология. 2007. №5. С. 5–27.
14. Заварина М.В. Строительная климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 312 с.
15. Закурдаева В.В., Подрезов О.А. Патогенность метеорологических условий предгорной зоны Чуйской долины // Вестник КРСУ. 2009. Т. 9. № 11. С.58–65.
16. Зыскова Э.Ю. Трансграничный перенос аэрозольного загрязнения в атмосфере на Центральный Тянь-Шань: Автореф. дис... канд. геогр. наук. Бишкек, 2008. 26 с.
17. Изменение климата Кыргызстана / Авторский коллектив: Абдырасулова Н.А., Подрезов О.А., Подрезов А.О., Павлова И.А., Стрижанцева О.М., Сулайманова Д.К. Бишкек: ОФ «ЮНИСОН», каф. МЭО КРСУ, 2011. 79 с.
18. Израэль Ю.А., Семёнов С.М., Анисимов О.А. и др. Четвертый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата: вклад рабочей группы II // Метеорология и гидрология. 2007. №9. С. 5–14.
19. Катцов В.М. Предсказуемость климата: достижения, проблемы, перспективы // Метеорология и гидрология. 2010. № 1. С. 18–22.

20. Климат Киргизской ССР / под ред. З.А. Рязанцевой. Фрунзе: Илим, 1965. 292 с.
21. Климат Фрунзе / под ред. Е.С. Скиба, Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 136 с.
22. Климатическая характеристика аэропорта Манас // ГП «Кыргызаэронавигация». Бишкек, 2004. 177 с.
23. Климатология / О.А. Дроздов, В.А. Васильев, Н.В. Кобышева и др. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.
24. Максимов Н.В., Вернер Е.Ф., Щербаков М.П. Лавины Киргизии. Фрунзе: Изд-во Кыргызстан, 1965. 120 с.
25. Модина Т.Д., Сухова М.Г. Климат и климатические ресурсы Алтая. Новосибирск, 2007. 178 с.
26. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 404 с.
27. Кузьмиченок В.А. Цифровые модели характеристик увлажнения на территории Кыргызстана (Математико-картографическое моделирование). Бишкек: Изд-во КРСУ, 2008. 229 с.
28. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 32. Киргизская ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 375 с.
29. Оледенение Тянь-Шаня / отв. ред. М.Б. Дюргеров (Россия), Лю Шаохай, Се Зичу (Китай). М., 1995. 233 с.
30. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 336 с.
31. Павлова И.А., Подрезов А.О. Опасные метеорологические явления на территории Кыргызстана. Кн. 2. Режим циркуляции атмосферы и загрязнение городов Чуйской долины. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2003. 139 с.
32. Первое национальное сообщение Кыргызской Республики по рамочной конвенции ООН об изменении климата / Сост.: Ш.А. Ильясов, О.А. Подрезов, Е.М.Родина. Бишкек, 2003. 97 с.
33. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань: Изд-во Казан. гос. ун-та, 2009. 503 с.
34. Перова М.В., Подрезов О.А. Режим температуры воздуха в холодный период года и климатические параметры отопительного сезона на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2012. 137 с.
35. Подрезов А.О. Изменение современного климата Иссык-Кульской котловины. Бишкек: Изд-во КРСУ (в печати).
36. Подрезов А.О., Павлова И.А. Опасные метеорологические явления на территории Кыргызстана. Кн. 1. Режим сильных ветров. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2003. 115 с.
37. Подрезов О.А. Горная метеорология и климатология. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2000. 270 с.
38. Подрезов О.А. Опасные скорости ветра и гололедные отложения в горных районах. Л.: Гидрометеиздат, 1992. 227 с.
39. Подрезова Ю.А., Подрезов О.А. Климатическая характеристика режима гроз на территории Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2011. 134 с.
40. Пономаренко П.Н. Атмосферные осадки Киргизии. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 134 с.
41. Правила устройства электроустановок. ПУЭ 76. М.: Атомиздат, 1978. 96 с.
42. Романовский В.В., Кузьмиченок В.А., Маматканов Д.М., Подрезов А.О. Все об озере Иссык-Куль в вопросах и ответах. Энциклопедическое справочное пособие по природе и экологии озера и котловины / под ред. проф. О.А. Подрезова. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2004. 407 с.
43. Севастьянов В.В. Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. Томск: Томск. гос. ун-т, 2008. 307 с.

44. Семенов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. Алматы, 2011. 580 с.
45. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука, 1969. 459 с.
46. Спорышев П.В., Катцов В.М., Матюгин В.А. Согласованность изменений температуры на территории России в ансамблевых модельных расчетах и данных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2012. № 1. С. 5–19.
47. Справочник по климату СССР. Вып. 32. Киргизская ССР. Ч. 1–5 Л.: Гидрометеоздат, 1966–1970.
48. Стрижанцева О.М. Режим загрязнения атмосферного воздуха г. Ош в осенний и зимний периоды // Метеорология и климатология в Кыргызстане. Вып. 3. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2003. С. 102–109.
49. Строительные нормы и правила Кыргызской Республики. СНиП КР 20.01.2003 Нагрузки и воздействия от ветра и гололеда на провода, тросы и опоры воздушных линий / Сост.: В.В. Холодов, А.О. Подрезов. Бишкек, 2003. 16 с.
50. Строительные нормы и правила. СНиП 2.01.07–85. Нагрузки и воздействия. М.: Госстрой СССР, 1986 – 35 с.
51. Строительные нормы и правила. Часть 2, раздел А. Гл. 6. Строительная климатология и геофизика. М.: Изд-во лит. по стр-ву, 1976. 320 с.
52. Сухова М.Г. Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2009. 259 с.
53. Чанышева С.Г. Местные ветры Средней Азии. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 120 с.
54. Челпанова О.М. Климат СССР. Вып. 3. Средняя Азия. Л.: Гидрометеоздат, 1963. 447 с.
55. Чередниченко А.В. Изменение климата Казахстана и возможности адаптации за счет доступных водозапасах облачности. Бишкек: Изд-во Илим, 2009. 259 с.
56. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Республики Узбекистан. Ташкент, 2007. 132 с.
57. Шерстюков Б.Г. Парниковый эффект и изменение теплообмена между океаном и атмосферой как факторы современных изменений климата. Обнинск: ГУ ВНИГМИ-МЦД, 2007. Вып. 173. С. 3–37.
58. Шерстюков Б.Г. Оценка точности физико-математических моделей ECHAM4, HADCM3 и CGCM2 по данным территории России. Анализ изменений климата. Обнинск: ГУ ВНИГМИ-МЦД, 2010. Вып. 175. С. 3–19.
59. Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации. СПб.: Гидрометеоздат, 2005. 319 с.
60. Climate Change, 2007 Mitigation: Contribution of WG 3 to the IV Assessment Report of the IPCC / Eds: B. Metz et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 851 p.
61. Climate change, 2007. Synthesis Report. Summary for Policymakers. URL: <http://www.ipcc.ch>.
62. Climate change, 2007: The Physical science basis / Eds: S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge: New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЧАСТЬ I. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КЛИМАТА	5
1. ПОГОДА И КЛИМАТ. ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ЕГО ПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ	9
1.1 Погода и климат – что это такое?	9
1.2 Причины изменений и предсказуемость климата	11
2. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ	17
2.1 Физико-географические факторы климата	17
2.2 Радиационные факторы климата	21
2.3 Циркуляционные факторы климата	23
3. АТМОСФЕРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ОБЛАЧНОСТЬ	29
3.1 Солнечное сияние и облачность	29
3.2 Туманы	33
3.3 Грозы и град	37
3.4 Заморозки. Даты цветения медоносов и степень их поражения заморозками	42
4. ВЕТЕР, АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА	47
4.1 Средние скорости направления ветра у земной поверхности	47
4.2 Горно-долинные циркуляции	51
4.3 Аэроклиматические характеристики ветра	55
4.4 Сильные ветры и пыльные бури	60
4.5 Максимальные скорости ветра и гололедные отложения, вызывающие нагрузки на сооружения	64
4.6 Давление и плотность воздуха, их высотные зависимости	68
5. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, ОТОПИТЕЛЬНЫЙ ПЕРИОД И ПРОМЕРЗАНИЕ ГРУНТА В ЗИМНИЙ СЕЗОН ГОДА	75
5.1 Температура воздуха	75
5.2 Длительность и расчетные температуры отопительного периода	78
5.3 Промерзание верхнего слоя грунта в зимний период	81
6. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ И СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ	87
6.1 Атмосферные осадки и степень увлажненности климата	87
6.2 Снежный покров. Метели	89
6.3 Снеговые нагрузки и максимальный водозапас снежного покрова	94

7. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА, ПАТОГЕННОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ.....	99
7.1 Влажность воздуха	99
7.2 Патогенность климатических условий Чуйской долины.....	102
7.3 Загрязнение атмосферного воздуха городов Токмак, Бишкек и Кара-Балта	107
ЧАСТЬ II. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ	111
8. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА	115
8.1 Проблемы современных изменений температуры и осадков, возможности их решения и исходные данные	115
8.2 Изменения средних температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.	117
8.3 Изменения средних минимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.	130
8.4 Изменения абсолютных минимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.	140
8.5 Изменения средних максимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.	151
8.6 Изменения абсолютных максимальных температур воздуха в 80-летний период 1930–2009 гг.	162
9. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДКОВ	177
9.1 Основная тенденция временных изменений осадков в 80-летний период 1930–2009 гг.	177
9.2 Структура временных изменений осадков в 80-летний период 1930–2009 гг.	181
9.3 Изменение норм осадков и характеристики их межгодовой изменчивости в три последовательных периода – 1931–1960, 1961–1990 и 1991–2009 гг.	186
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	190
ЛИТЕРАТУРА	197

Олег Андреевич Подрезов

**СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ БИШКЕКА, ЧУЙСКОЙ ДОЛИНЫ
И СЕВЕРНОГО СКЛОНА КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА**

Редактор: *И.С. Волоскова*
Компьютерная вёрстка *А.С. Шелестовой*

Подписано в печать 11.03.12
Формат 60×84 ¹/₈. Печать офсетная
Объём 25,25 п.л. Тираж 100 экз. Заказ 69

Издательство КРСУ
720000, г. Бишкек, ул. Киевская, 44

Отпечатано в типографии КРСУ
720048, г. Бишкек, ул. Горького, 2