

МЕТЕОРОЛОГИЯ

УДК 551.581

В.А. Шкляев, Л.Н. Ермакова, Л.С. Шкляева**ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОКЛИМАТА ГОРОДА С ЦЕЛЬЮ ОЦЕНКИ
БИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СЕЛИТЕБНОЙ ТЕРРИТОРИИ**Пермский государственный университет, 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15, email: shkلياev@psu.ru

Рассматриваются различные показатели биометеорологической оценки территории, которые могут быть уточнены при использовании результатов микроклиматических наблюдений. Проведенные исследования позволяют планировать наиболее рациональное освоение территории (жилая застройка, рекреационные зоны и др.).

К л ю ч е в ы е с л о в а: микроклимат; направление и скорость ветра; температурный режим территории; биометеорологическая оценка территории.

К настоящему времени доказано, что в крупных городах, и в особенности многомиллионных мегаполисах, проявляются разнообразные последствия происходящих и ожидаемых изменений климата. Происходящие изменения климата сказываются и на мезоклимате и микроклимате территории. Планируемое возможное освоение территории должно учитывать общий фон изменений климата, а также возможных микроклиматических изменений.

Под микроклиматом понимают климат небольшой территории, возникающий под влиянием различия в рельефе, растительности, состояния почвы, наличия водоемов, застройки и других особенностей подстилающей поверхности на суше. Особенности микроклимата проявляются в верхних слоях почвы и в нижнем, приземном слое воздуха до высоты в несколько метров или десятков метров, часто до высоты 100–150 м [1; 5; 6]. Существует также понятие мезоклимата. Границу между микроклиматом и мезоклиматом можно провести, исходя из масштабов неоднородностей подстилающей поверхности, включая городскую застройку. Мезоклимат можно характеризовать горизонтальным масштабом до 100 км и вертикальным – до 1000 м, а микроклимат соответственно горизонтальным – до 10 км и вертикальным – до 100–200 м.

Изменение климатических ресурсов при наличии микро- или мезоклиматических неоднородностей на близких расстояниях может происходить сильнее, чем при переходе из одной климатической зоны в другую. По данным [2; 4], изменения месячных сумм радиационного баланса, прямой радиации, фотосинтетически активной радиации, а также средней, максимальной и минимальной температуры воздуха при микроклиматических вариациях могут на порядок превышать соответствующие фоновые широтные изменения.

Тепловой и влажностный режимы подстилающей поверхности и примыкающих к ней слоев воздуха и почвы в значительной степени зависят от альбедо и его изменений и могут вызвать ряд последовательных микроклиматических изменений. Кроме альбедо, на температуру поверхности оказывает влияние угол падения коротковолновой радиации. Так южный склон летом нагревается больше, чем северный.

Термодинамическое воздействие холмистого рельефа на ветер проявляется ночью в виде нисходящих течений, которые достаточно четко прослеживаются при устойчивой антициклонической погоде с небольшой скоростью воздушного потока. Наличие таких ветров в холмистом рельефе приводит к образованию зон застоя в понижениях и к большому различию температуры воздуха между повышенными и пониженными участками. Днем вследствие интенсивного турбулентного обмена, сглаживающего микроклиматические различия, и сравнительно большой скорости ветра в основном потоке термодинамические восходящие течения вверх по склону не проявляются.

Метеорология

Процессы стекания охлаждающегося воздуха являются основной причиной возникновения ночных микроклиматических различий в холмистом рельефе. В результате этого процесса в понижениях рельефа, и в особенности в застойных зонах, наблюдаются самые низкие температуры.

При холодных вторжениях наиболее низкие температуры наблюдаются на вершинах и наветренных склонах, т. е. в местоположениях, где имеет место усиление скорости ветра.

Проведенные исследования показали, что в дневные часы различия в температуре воздуха по формам рельефа невелики. Наибольшие контрасты в термическом режиме разных форм рельефа наблюдаются в ясные тихие ночи. Вероятность такого типа погодных условий в разные сезоны года, а также их межгодовая изменчивость обуславливают общий термический уровень каждого периода вегетации и его термические ресурсы. В этом случае удобнее пользоваться дневной и ночной температурой воздуха, а не средней суточной.

Динамическое воздействие рельефа на ветер проявляется в увеличении скорости ветра в местах сближения линий тока и ее уменьшении при их расхождении, например при обтекании изолированного холма. Усиление ветра наблюдается на вершинах холмов, на наветренных склонах, иногда также на параллельных направлению ветра склонах. Уменьшение скорости ветра происходит позади препятствий, на подветренных склонах и в отрицательных формах рельефа.

Изменение направления ветра вследствие отклонения воздушного потока от основного (крупномасштабного) определяется формой препятствий. В верхних частях подветренных склонов в результате обрыва струй при переваливании потока возникает вихревая зона, направление ветра неустойчиво, и возможны направления, противоположные основному потоку [10].

Долины рек с достаточно высокими и крутыми склонами также оказывают термическое и динамическое воздействие на прилегающий слой воздуха. Долины рек генерируют локальные (вторичные) циркуляции, такие как бризовые циркуляции. Протяженность бризовых циркуляций зависит от ширины зеркала реки. В долинах в результате термических неоднородностей генерируется локальная система ветров. Как береговые и морские бризы, локальные долинны ветры наиболее интенсивно развиты летом при антициклонических условиях. В этих условиях при почти безоблачном небе и слабых макромасштабных движениях воздуха различное нагревание или охлаждение отдельных участков местности приводит к горизонтальным градиентам температуры и давления, вызывающим перемещения воздушных масс. Характер этих движений зависит от ориентации и геометрии долины. Наиболее развитая симметричная система ветров возникает в глубоких прямых долинах с осью, направленной с севера на юг [2; 3; 9; 11]. В долинах с другой ориентацией и сложной геометрией (например изгибы или сужения) циркуляция может быть несимметричной и незамкнутой.

Благодаря нагреванию от подстилающей поверхности днем температура воздуха над склонами у дна долины будет выше, чем температура воздуха над центральной частью долины. В результате в тонком неустойчиво стратифицированном слое воздуха возникает восходящий по склонам поток и в силу сохранения массы воздуха создается замкнутая циркуляция поперек долины с опусканием воздуха в ее центральной части. Благодаря поперечной долинной циркуляции тепло эффективно переносится от поверхности в верхние слои и в результате прогревается воздух над всей долиной. На одной и той же высоте воздух в долине намного теплее, чем над соседней равниной, и поэтому, как и в случае морского бриза, развивается долинная циркуляция.

Большое значение имеют слабые потоки холодного воздуха в условиях ночного радиационного выхолаживания. Под влиянием незначительных перепадов высот поверхности земли (иногда менее 1 м) холодный воздух просачивается в низинные участки (ложбины, берега водоемов, долины). Поскольку слой холодного воздуха расположен у земной поверхности, температура растет с высотой. Возникшая при затоке холодного воздуха инверсия называется долинной инверсией [2].

При сильном охлаждении, достаточном, чтобы понизить температуру ниже точки росы, ниже инверсий образуются радиационные туманы. Если температура окажется близкой к точке замерзания, в этих областях возникает опасность заморозков. Поэтому при разведении растений и плодовых деревьев следует избегать таких «карманов холода». Этот эффект усиливается при наличии лесных массивов на склоне [5]. Выше верхней границы холодного воздуха, заполнившего долину, начинается обычное падение температуры с высотой. Таким образом, наиболее благоприятные условия на склонах долины наблюдаются как раз над этим уровнем, в так называемом тепловом поясе, высота расположения которого зависит от характера рельефа и

Метеорология

источников холодного воздуха, заполняющего долину. Этот пояс обычно соответствует полосе вдоль склонов долин, где расположены небольшие поселки.

Городская застройка также оказывает влияние на ветровой режим территории. Наиболее ярко влияние урбанизации на климат прослеживается в тенденциях к увеличению температуры воздуха. Воздух в городской застройке обычно теплее, чем в окружающей сельской местности. Наличие зданий приводит к изменению радиационных, термических и влажностных характеристик территории. В этом случае основными радиационными последствиями являются, с одной стороны, уменьшение поступления солнечной радиации на образующиеся затененные зоны, а с другой – ее увеличение на освещенных участках поверхности земли за счет отражения от стен зданий. В непосредственной близости от строений температура поверхности почвы и воздуха, как правило, выше, чем на открытой местности, благодаря теплу, отдаваемому зданиями и создаваемой ими ветровой защите.

Возникновение таких островов тепла является примером непреднамеренных изменений климата. Интенсивность и размеры острова тепла изменяются во времени и в пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий, местных особенностей и характеристик города. Таким образом, остров тепла является отражением суммы микроклиматических изменений, связанных с антропогенным преобразованием горизонтальной поверхности. Даже изолированный комплекс зданий создает микроклимат, отличный от того, который был бы на этой местности в естественном состоянии [8].

Заасфальтированные поверхности и стены зданий запасают тепло днем, а ночью отдают его окружающему воздуху. Естественные процессы еще более искажаются в условиях города из-за малого испарения. Солнечная энергия, например, в сельской местности утром расходуется на испарение росы, а в городе непосредственно поглощается зданиями. Эвакотранспирация в городе резко уменьшается из-за незначительного растительного покрова. Осадки быстро удаляются, запасы влаги в почве не создаются, следовательно, и испарение ослаблено.

Большая часть города представляет плато теплого воздуха с небольшим повышением температуры по направлению к центру. Термическая однородность этого плато нарушается влиянием парков, рек и плотной застройкой промышленных зон и зданий.

Наличие острова тепла в больших городах (г. Пермь) подтверждается рядом биологических, экологических и метеорологических последствий. Городское тепло способствует более раннему набуханию почек, цветению деревьев, увеличению вегетационного периода. С экологической точки зрения остров тепла благоприятен вследствие уменьшения затрат на отопление зимой и, наоборот, неблагоприятен из-за необходимости усиливать кондиционирование воздуха летом.

Поля скорости ветра за зданиями различной формы и ориентации относительно направления потока испытывают сильное возмущение. Средняя скорость ветра на улицах между зданиями ослаблена, но поток турбулирован сильнее, чем на открытой местности на той же высоте. Таким образом, происходит уменьшение скорости ветра на территории города. Городские условия влияют на слабый ветер больше, чем на сильный. Над городом развивается конвергенция приповерхностного потока, которая чаще всего связана с образованием острова тепла. Ночью воздух притекает в центр города, когда остров тепла развит максимально. Ночная конвергенция воздушного потока над городом служит причиной того, что по ночам ветер в городе ослабевает не так сильно, как днем, и даже может быть больше, чем в пригороде.

Исследования показали, что летом обычно воздух в городах днем суше, чем ночью. В дневное время влажность в сельской местности больше, чем в городе, что объясняется различиями в эвакотранспирации. Ранним вечером воздух в сельской местности охлаждается быстрее и температура воздуха с высотой растет, т.е. стратификация становится более устойчивой по сравнению с городом. В течение ночи влажность у поверхности земли убывает, образовавшаяся инверсия и выпадающая роса уменьшают влагосодержание воздуха. В городе, наоборот, сочетание слабого образования росы, наличие антропогенных источников водяного пара и областей застойного воздуха обеспечивают более влажную среду. Большое содержание водяного пара ночью также приводит к возникновению «острова влаги» над городом, аналогичного острову тепла.

В холодном климате воздух зимой в большом городе может быть более влажным и днем. При этих условиях источник увлажнения сельского воздуха (эвапотранспирация) отсутствует из-за того, что поверхность земли покрывается снегом или замерзает, а в городах антропогенные

Метеорология

источники (особенно сгорание топлива при отоплении) обеспечивают значительное поступление водяного пара в атмосферу.

Проведенные микроклиматические наблюдения в различных ландшафтных зонах позволяют сделать некоторые обобщения и получить количественные оценки изменений скорости ветра, температуры, влажности. Так, при средней скорости ветра 3–5 м/с на открытых ровных местах, например на полях, занятых посевами овощных культур, скорость на вершине и в верхней части открытого пологого холма (уклон 4–8°) возрастает в 1,2–1,4 раза, а в долине или ложине, лежащей перпендикулярно к направлению ветра, снижается и составляет 0,6–0,7 скорости ветра на открытом поле [2; 4].

На участках, поросших высоким кустарником, скорость ветра почти в 2 раза меньше, чем на открытом месте, а в лесу на расстоянии 150–200 м от опушки даже сильный ветер уменьшается под кронами до штиля. Поэтому изрезанность рельефа, характер облесенности местности, наличие лесных полос, живых изгородей, стен домов и других препятствий для воздушного потока, снижающих его скорость и уменьшающих перемешивание слоев воздуха, являются очень существенными факторами образования микроклиматических особенностей отдельных участков.

Анализ материалов наблюдений показал, что при отсутствии склоновых ветров разности температуры вдоль склона малы и редко превышают 0,5 °С, при наличии склоновых ветров эти разности возрастают в среднем до 4–5 °С, а в отдельных случаях до 8–12 °С [2; 4].

Приведенные закономерности получены для нижнего приземного слоя воздуха до высоты 15–20 м. С увеличением высоты возмущающее влияние рельефа на воздушный поток постепенно затухает.

В условиях холмистого рельефа, где при тихой ясной погоде ночью под влиянием стока образуется выраженное инверсионное распределение температуры воздуха, самые холодные слои располагаются над дном понижения. Здесь отмечаются самые большие перепады температуры порядка 3–5 °С в пределах нижних 10–20 м над дном понижения. Над этим слоем располагается теплая зона с малым изменением уровня температуры вдоль склона – около 0,5–1,0 °С в пределах высот 20–100 м над дном понижения. В более высоких слоях под влиянием лучшего перемешивания воздуха над бровкой долины может наблюдаться небольшое снижение температуры воздуха.

Микроклиматические особенности распределения температуры воздуха перекрывают обычные высотные градиенты до относительного превышения около 100–150 м. Только при разностях высот между дном долины (понижения) и ее бровкой (вершиной холма), превышающих 200 м, начинает четко проявляться понижение температуры воздуха с высотой. В этом случае высотный градиент температуры начинает перекрывать влияние рельефа.

Исходя из приведенных оценок, г. Пермь относится к типу «Большой город», имеет р. Каму с шириной 1 км, т.е. воздействия этих неоднородностей простираются по горизонтали до 100 км, по вертикали до 1000 м, и эти воздействия относятся к категории мезоклимат.

Методика исследования и материалы

Согласно «Методическим указаниям по производству микроклиматических обследований в период изысканий» [7] микроклиматические наблюдения включают: анемометрическую съемку, термометрическую съемку, измерения влажности, направления ветра и погодных условий.

Микроклиматические наблюдения проводятся синхронно в нескольких точках, расположенных в различных характерных частях рельефа. В нашем случае, при обследовании долины реки, были выбраны 4 профиля: ул. Моторостроителей, ул. Муромская, ул. Лодыгина, ул. Тбилисская (рис. 1). В пределах каждого профиля проводились наблюдения в двух точках, одна из которых выбиралась на склоне долины, а вторая – у р. Данилихи. Для измерения использовались аспирационные психрометры, ветромеры и цифровые анемометры.

В результате наблюдений были получены коэффициенты ослабления скорости ветра (K), разности температуры (ΔT) и влажности (Δf), однако психрометрический метод дает большую погрешность при измерении влажности при отрицательных температурах, и эти данные не были использованы при обработке. В результате обработки получились следующие результаты:

Таблица 1

Результаты микроклиматических обследований в долине реки

| Профиль | Тип точки | Скорость ветра | $K=V_c/V_p$ | $\Delta T=T_c-T_p$ |
|---------|-----------|----------------|-------------|--------------------|
|---------|-----------|----------------|-------------|--------------------|

Метеорология

| | | | | |
|---------------------|-------|------|-----|------|
| ул.Тбилисская | склон | 1,44 | 1,8 | -0,5 |
| | река | 0,79 | | |
| ул.Лодыгина | склон | 1,47 | 1,7 | 0,7 |
| | река | 0,85 | | |
| ул.Муромская | склон | 1,48 | 2,1 | 0,0 |
| | река | 0,72 | | |
| ул.Моторостроителей | склон | 1,87 | 7,0 | -0,2 |
| | река | 0,27 | | |



Рис. 1. Схема расположения точек наблюдений при проведении микроклиматических исследований

Средние значения коэффициента K составили 1,1, а разности температуры 0,0, т.е. на склоне в среднем скорость ветра на 10% выше, чем у реки, а температура воздуха на склоне и у реки в среднем одинаковая. При этом наибольшее отличие в скорости ветра наблюдалось в районе ул. Муромской ($K=1,4$). В районе ул. Тбилисской скорости ветра были одинаковы, так как долина реки с пологими склонами и при наблюдаемых направлениях ветра (юго-западных) воздушный поток был направлен по долине. Это направление не должно вызывать существенных изменений в скорости ветра.

Можно также отметить, что отсутствие различия в температуре воздуха было характерно для ненастной погоды, которая наблюдалась в большинстве случаев. В зимнее время температура воздуха у реки будет ниже, чем на склоне или вершине окружающих холмов.

Данные, сгруппированные по скоростям ветра, дают более реальную картину. Так, при скорости ветра на склоне более 1 м/с она всегда превышает скорость ветра у реки (табл. 2). Кроме того, при сужении долины реки к северу и увеличении крутизны склонов коэффициент K возрастает, что указывает на значительное различие скоростей ветра на склоне долины и у реки. Напротив, при скоростях ветра до 1 м/с скорости мало различается по профилю.

Таблица 2

**Обобщенные характеристики микроклиматических обследований
при различных скоростях ветра**

| Профиль | Тип точки | Скорость ветра | $K=V_c/V_p$ |
|---------------------|-----------|----------------|-------------|
| до 1 м/с | | | |
| ул.Тбилисская | склон | 0,17 | 0,6 |
| | река | 0,30 | |
| ул.Лодыгина | склон | 0,45 | 1,1 |
| | река | 0,40 | |
| ул.Муромская | склон | 0,40 | 0,6 |
| | река | 0,70 | |
| ул.Моторостроителей | склон | 0,40 | 40 |
| | река | 0,01 | |
| бол. 1м/с | | | |
| ул.Тбилисская | склон | 2,40 | 1,6 |
| | река | 1,53 | |
| ул.Лодыгина | склон | 1,98 | 1,84 |
| | река | 1,08 | |
| ул.Муромская | склон | 2,03 | 2,79 |
| | река | 0,73 | |
| ул.Моторостроителей | склон | 2,60 | 6,50 |
| | река | 0,40 | |

Для оценки теплоощущений человека в медицинской метеорологии используется множество показателей. В теплый период года наиболее часто применяется эквивалентно-эффективная температура (ЭЭТ). Это комплексный биометеорологический показатель, отражающий совместное влияние на организм человека температуры, влажности воздуха и скорости ветра. ЭЭТ хорошо отражает теплоощущения человека в определенных климатических условиях, а изменение ряда физиологических функций идет параллельно с изменением ЭЭТ. Для летнего периода в г. Перми можно предложить использование следующих градаций ЭЭТ:

- $> 20,8^{\circ}\text{C}$ (тип 1) – зона нагревания;
- $20,8-16,8^{\circ}\text{C}$ (тип 2) – зона комфорта;
- $16,7-10,1^{\circ}\text{C}$ (тип 3) – зона незначительного охлаждения;
- $10,0-5,0^{\circ}\text{C}$ (тип 4) – зона охлаждения;
- $< 5,0^{\circ}\text{C}$ (тип 5) – зона значительного охлаждения.

Для июля характерна большая повторяемость 3-го типа погоды – незначительное охлаждение – около 45%. Зона комфорта (2-й тип погоды) наблюдается лишь в 13% случаев. Велика также повторяемость зон охлаждения (16%) и значительного охлаждения (26%). Для июля не характерна резкая смена погоды. Лишь в 10% случаев наблюдался переход от зоны

Метеорология

незначительного охлаждения к зоне значительного охлаждения. ЭЭТ в июле не превышают 19–20 °С.

ЭЭТ является функцией зависимости от температуры воздуха, относительной влажности и скорости ветра. Установлено, что в диапазоне температур 5,0–15,0 °С и относительной влажности воздуха менее 65% формируются теплоощущения, попадающие в зону охлаждения (тип 4), при относительной влажности 65–75% ЭЭТ существенно увеличивается с повышением температуры воздуха: на каждый градус температуры воздуха ЭЭТ возрастает на 2°. Таким образом, повышение температуры воздуха при указанных значениях влажности приведет к смене погоды 5-го типа погодой 4-го типа, т.е. к переходу от зоны значительного охлаждения к зоне охлаждения (табл. 3).

При относительной влажности воздуха более 75% ЭЭТ изменяется от 1° до 7°, т.е. формируются только зоны значительного охлаждения или охлаждения. При температурах воздуха 15,0–20,0 °С и влажности менее 65% теплоощущения характеризуются как незначительное охлаждение, при температурах 20,0–25,0 °С зона незначительного охлаждения постепенно переходит в зону комфорта (при достижении температуры воздуха > 25 °С). Эта же градация температур и влажность воздуха 65–75% формируют зоны незначительного охлаждения и комфорта. При этом комфортные теплоощущения возникают при температурах воздуха более 22 °С (табл.3).

Таблица 3

Типы погод по ЭЭТ при разных значениях температуры и относительной влажности воздуха

| Температура воздуха, °С | Относительная влажность воздуха, % | | |
|-------------------------|------------------------------------|-------|------|
| | < 65 | 65–75 | > 75 |
| ≤ 15,0 | 4 | 5,4 | 5 |
| > 15,0 | 4,3,2 | 4,3,2 | 4 |

Усиление ветра на высоте 2 м от 1 до 5 м/с при температурах воздуха 10,0–15,0 °С приводит к быстрой смене ощущения незначительного охлаждения теплоощущением значительного охлаждения. Увеличение скорости ветра на 1 м/с способствует уменьшению ЭЭТ на 3–4°. Если температура воздуха выше 15,0 °С, то теплоощущения с уменьшением скорости ветра переходят от охлаждения к незначительному охлаждению, а при температурах выше 22,0 °С – к комфортным (табл. 4).

Для оценки суровости погоды в зимний период используется эмпирический коэффициент «жесткости погоды» И.А. Арнольди, согласно которому каждый метр увеличения скорости ветра условно приравнивается к понижению температуры воздуха на 2 °С. Этот коэффициент принято называть условной температурой T_u . По величине условной температуры можно оценить степень функционального напряжения систем терморегуляции человека. При T_u от 0 до –15,0 °С напряжение аппарата терморегуляции будет слабое, от –16,0 до –29,0 °С – среднее, от –30,0 до –45,0 °С – сильное и ниже –45,0 °С – чрезмерное.

Таблица 4

Типы погод по ЭЭТ при разных значениях температуры воздуха и скорости ветра на высоте 2 м

| Температура воздуха, °С | Скорость ветра, м/с | | |
|-------------------------|---------------------|-----|-----|
| | 1–2 | 3–5 | > 5 |
| 10,0–15,0 | 3,4 | 4,5 | 5 |
| 15,1–22,0 | 3 | 3,4 | 4 |
| > 22,0 | 2 | 3 | 3 |

При температуре воздуха ниже 0 °С выделяют 5 классов погоды:

- мягкая (0,0...–5,9 °С),
- умеренно-суровая (–6,0...–15,9 °С),
- суровая (–16,0...–29,9 °С),
- очень суровая (–30,0...–44,9 °С),
- крайне суровая (ниже –44,9 °С).

Метеорология

В январе в г. Перми преобладают умеренно-суровая (47%) и суровая (38%) погода. Повторяемость очень суровой погоды составляет около 13%. При умеренно-суровой и суровой погоде в качестве климатотерапии рекомендуются прогулки, зимний спорт, работы на открытом воздухе ведутся без ограничений. При очень суровой погоде прогулки и зимний спорт исключены, работы на открытом воздухе ведутся с перерывами для обогрева через каждые 50 минут. Повторяемость резких смен погоды в январе в г. Перми составляет 10%. Преимущественно это смена умеренно-суровой погоды на очень суровую.

Таким образом, биометеорологическая оценка погодных условий г. Перми показывает преобладание летом теплоощущений незначительного охлаждения и охлаждения, а зимой – умеренно-суровой и суровой погоды. Колебания значений основных метеовеличин способствуют изменению теплоощущений человека. А именно, понижение температуры воздуха, усиление ветра и увеличение относительной влажности воздуха смещают теплоощущения в зону значительного охлаждения. Повышение температуры воздуха свыше 15,0 °С при относительной влажности воздуха до 75% смещает теплоощущения в зоны незначительного охлаждения и комфорта. Комфортные теплоощущения наблюдаются при температуре воздуха свыше 22,0 °С и скорости ветра 2–3 м/с.

Выводы

Таким образом, более низкие температуры воздуха в долине р. Данилихи по сравнению со склонами или вершинами в летнее время, а также меньшая скорость ветра способствуют улучшению биометеорологических показателей. Более низкие температуры воздуха зимой, хотя и при меньшей скорости ветра могут ухудшить эти показатели либо они останутся такими же, за счет снижения скорости ветра.

Выявлена существенная зависимость метеорологических параметров в долине р. Данилихи от направления ветра, причем, учитывая извилистость долины, эта зависимость будет меняться для различных участков реки. Учитывая, что преобладающее направление ветра в г. Перми является юго-западным, следует ожидать усиления ветра в долине на участках от ул. Тбилисской до ул. Гусарова, а также от ул. Емельяна Ярославского до ул. Муромской и Серебрянского проезда. На участке от ул. Тбилисской до ул. Гусарова будет менее всего различаться температура воздуха (река-склон и вершина долины) из-за пологих склонов и большой ширины долины.

Биометеорологическая оценка погодных условий г. Перми показывает преобладание летом теплоощущений незначительного охлаждения и охлаждения, а зимой – умеренно-суровой и суровой погоды.

Библиографический список

1. Дроздов О.А. и др. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 568 с.
2. Романова Е.Н., Гобарова Е.О., Жильцова Е.Л. Методы мезо- и микроклиматического районирования для целей оптимизации размещения сельскохозяйственных культур с применением технологии автоматизированного расчета. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. 104 с.
3. Тудрий В.Д., Хайруллин Р.Р., Переведенцев Ю.П., Язык В.С. Исследование микроклиматов ландшафта. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1993. 99 с.
4. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 244 с.
5. Микроклимат СССР /под ред. И.А. Гольцберг. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 285 с.
6. Несмелова Е.Н. Микроклимат Сатинского полигона / под ред. М.А. Петросянца. М.: Изд-во МГУ, 1992. 74 с.
7. Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 68 с.
8. Оке Т.Р. Климаты пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 360 с.
9. Шкляева Л.С., Шкляев В.А. Особенности загрязнения г. Березники диоксидом азота // Анализ и прогноз гидрометеорологических элементов. Вопросы охраны атмосферы: межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1994. С.135–140.
10. Шкляева Л.С., Шкляев В.А. Особенности формирования уровня загрязнения воздуха выбросами АО «Камкабель» // Анализ и прогноз гидрометеорологических элементов. Вопросы охраны атмосферы: межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1995. С. 135–143.
11. Шкляева Л.С., Шкляев В.А. Особенности загрязнения воздуха в г. Березники // Вестн. Перм. ун-та. Вып.4. Экология. 1996. С. 141–154.

V.A. Shklyayev, L.N. Ermakova, L.S. Shklyayeva

**RESEARCH OF THE MICROCLIMATE OF CITY WITH THE PURPOSE OF THE
ESTIMATION OF BIOMETEOROLOGICAL PARAMETERS OF INHABITED TERRITORY**

In article various parameters of a biometeorological estimation of territory which can be specified at use of results of microclimatic supervision are considered. Carried out researches allow to plan the most rational development of territory (a housing estate, recreational zones, etc.).

K e y w o r d s: microclimate; a direction and speed of a wind; a temperature mode of territory; a biometeorological estimation of territory.