

06  
Т 78

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 248

# МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией  
д-ра геогр. наук  
И. А. ГОЛЬЦБЕРГ

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1969

В сборнике приводятся статьи, освещающие особенности климата почвы, фитолимата сельскохозяйственных полей и микролимата городов, а также режим заморозков и влажности воздуха в разных частях СССР.

Сборник рассчитан на метеорологов, климатологов, агро- и микролиматологов.

## СОДЕРЖАНИЕ

И. А. Гольцберг. Агроклиматическое районирование территории административных областей . . . . .	4
Н. Г. Горышина. Условия теплообеспеченности почв на севере Европейской территории СССР . . . . .	12
В. Н. Адаменко, Л. Э. Инт. Теплопроводность почв разного механического состава по данным экспериментальных определений в Эстонской ССР . . . . .	20
Л. П. Лапшова. Температурный режим почв Вахшской долины . . . . .	29
В. Н. Адаменко. Тепловой баланс и возможности мелиорации термического режима почвы . . . . .	38
√ Е. Н. Романова. Некоторые особенности микроклимата субарктической тундры . . . . .	48
Т. А. Голубова, Е. Н. Романова. Результаты микросъемок новой застройки г. Ленинграда . . . . .	57
Т. А. Голубова. Некоторые данные о влиянии атмосферы города на составляющие радиационного баланса . . . . .	63
В. Н. Адаменко, К. Ш. Хайруллин. Результаты наблюдений радиации, поступающей на стены зданий . . . . .	69
В. Н. Адаменко, К. Ш. Хайруллин. Оценка условий пребывания человека на открытом воздухе зимой с учетом микроклимата застройки . . . . .	74
Я. С. Исаакян, А. О. Карамян, Г. Е. Косоян. Улучшение термического режима в больших городах со сложным рельефом и жарким климатом . . . . .	82
З. А. Мищенко. Количественная оценка микроклиматической изменчивости расчетных зимних температур наружного воздуха для целей строительства . . . . .	87
З. А. Мищенко, З. И. Николаева, Г. С. Купченко. Особенности формирования фитоклимата на полях хлопчатника и сорго . . . . .	97
Л. Г. Васильева. Влияние условий погоды на распределение минимальной температуры воздуха . . . . .	119
И. А. Гольцберг. Вероятность наступления заморозков . . . . .	128
И. А. Береснева. Суточный ход относительной влажности воздуха на северо-западе Европейской территории СССР . . . . .	135
З. А. Мищенко. Оценка тепловых ресурсов территорий административных областей с учетом экспозиции склонов . . . . .	144

## АГРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ АДМИНИСТРАТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Методы агроклиматического районирования относительно небольших территорий, например административных областей ЕТС, в настоящее время основаны на применении показателей, разработанных для агроклиматического районирования всей территории СССР или больших частей ее, значительно различающихся по климату. Но в пределах отдельной административной области или района макроклиматические условия, как правило, различаются мало, хотя агроклиматологам хорошо известны иногда существенные различия в условиях роста и развития растений в разных частях области. Чтобы отразить эти особенности при агроклиматическом районировании области, исполнители часто учитывают малые изменения в величине основных показателей. Так, суммы температур воздуха иногда учитываются с интервалом в  $50^{\circ}$ ; гидротермический коэффициент (ГТК) — в 0,1, что выходит за пределы точности учета этих величин и возможности картирования их. При использовании этих интервалов в пределах административной области можно выделить 2—3 района с помощью подобных показателей, мало различающихся между собой. Добавление еще ряда макроклиматических показателей, характеризующих только воздушную среду, обычно мало улучшает положение.

Но объект изучения агрометеорологии — растение — имеет не только «вершки», но и «корешки», а следовательно, для правильной оценки условий роста и развития его необходимо учитывать также климат почвы — истина давно известная. Однако до последнего времени учесть климат почвы при районировании было крайне трудно.

Учет естественного плодородия почвы, имеющего также очень большое значение для жизни растения, не является непосредственной задачей агрометеоролога.

В настоящее время в результате исследований П. И. Колоскова [5], А. М. Шульгина [8], Е. П. Архиповой [1], С. А. Вериги, Л. А. Разумовой [2], А. Ф. Чудновского [7] и др. установлены основные закономерности распределения температуры и влажности почвы в поле. Опубликованные за последнее время в Справочнике по климату СССР средние многолетние температуры почвы позволяют исследовать их в целях детализации агроклиматического районирования по отдельным административным областям и районам.

Ниже в качестве примера приводится агроклиматическое районирование Вологодской и Брянской областей, основанное на следующих

данных: 1) физической и почвенной карт, опубликованных в соответствующих областных агроклиматических справочниках, 2) температуры почвы, приведенной в Справочнике по климату СССР, 3) паспортов метеорологических станций, 4) результатов некоторых экспедиционных наблюдений и основных теоретических положений по особенностям теплофизических характеристик почв разного механического состава.

Для получения легко обозримой характеристики термического режима почвы были подсчитаны суммы температур почвы на глубине 0,1 м за вегетационный период. Но в Вологодской и Брянской областях коленчатые термометры на большинстве станций весной устанавливаются довольно поздно, и средняя месячная температура первого месяца, для которого приведены температуры в Справочнике, значительно выше 10°, экстраполяция же кривой не всегда достаточно надежна. Поэтому подсчет сумм температур производился с июня по сентябрь для Вологодской области и с мая по сентябрь для Брянской области на глубине 0,1 м, на которой различия термического режима почв разного механического состава выражены наиболее сильно. Для глубины 0,2 м они сохраняются, но разности количественно несколько уменьшаются.

Использовать вытяжные термометры для определения различий термического режима почв разного механического состава (что является в данном случае основной задачей) не представилось возможным ввиду крайне ограниченного числа станций с этими установками.

Таблица 1

Суммы температур почвы на глубине 0,1 м, подсчитанные разными способами.  
Вологодская область

Станция	Почва	Температура выше 10°			Сумма температур за VI—IX	Разность
		начало	конец	сумма		
Вытегра	Суглинок	21 V	12 IX	1646	1694	—48
Великий Устюг	„	17 V	12 IX	1926	1927	—1
Коробово	Супесь	12 V	16 IX	1982	1892	90
Устюжна	„	12 V	16 IX	1824	1820	4
Никольск	Песчаная	11 V	17 IX	2059	1951	108

Как видно из табл. 1, при подсчете сумм температур почвы за период с температурой выше 10° и за время от первого месяца с данными по температуре почвы по коленчатым термометрам до сентября (для Вологодской области с июня по сентябрь) расхождения между этими суммами довольно велики и меняются для разных почв. Но наличие опубликованных материалов определяет в данном случае методику подсчета, которая в ГМО может быть значительно уточнена.

Анализ имеющихся материалов производился с учетом механического состава почв на метеорологической станции и оценкой типичности ее для окружающей территории по почвенной карте. Последняя несколько схематизировалась и на ней выделялись участки с «теплыми» (пески, супеси, легкие суглинки), «средними» (суглинки) и «холодными» почвами (тяжелые суглинки, глинистые, торфяные и оглеенные почвы). Отдельно могут быть выделены большие массивы болот и заболоченных почв, которые без соответствующей мелиорации под пашни не используются.

Сопоставление сумм температур почвы по указанным выше группам их с суммой температур воздуха выше  $10^{\circ}$  показало, что легкие оголенные почвы имеют сумму температур почвы, превышающую суммы температур воздуха на  $250\text{--}300^{\circ}$ , суглинки — на  $200^{\circ}$ . Установить такие же зависимости для холодных почв по данным метеостанций трудно, ибо их площадки обычно не располагаются на избыточно-увлажненных тяжелых почвах. Для этой цели приходится использовать наблюдения специальных станций (например, Тоома, болотная в ЭССР, Минск, болотная в БССР) и экспедиционные наблюдения. Эти материалы показывают, что сумма температур «холодных» почв на  $100\text{--}150^{\circ}$  ниже соответствующей суммы температур воздуха. При высоком уровне грунтовых вод даже легкие песчаные почвы лишь незначительно теплее воздуха (Устюжна, Череповец — около  $100^{\circ}$ ).

Графики зависимости сумм температур воздуха и сумм температур почвы для рассматриваемых территорий приводятся на рис. 1.

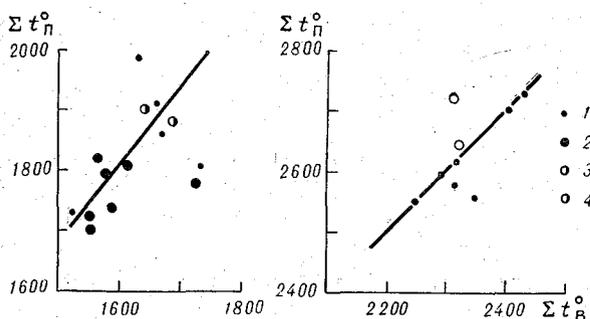


Рис. 1. Зависимость между суммой температур воздуха выше  $10^{\circ}$  и суммой температур почвы на глубине  $0,1$  м в Вологодской (а) и Брянской (б) областях.  
1 — пески, супеси, легкие суглинки; 2 — супеси, суглинки; 3 — тяжелые суглинки, глинистые почвы; 4 — черноземы на суглинках и супесях.

В отдельные годы очень большие различия в темпах прогревания почв разного механического состава отмечаются в ранние холодные весны. В дружные теплые весны эти различия сглаживаются за счет интенсивного быстрого просыхания всех почв.

На приведенных ниже в качестве примера картах для Вологодской и Брянской областей сделаны попытки уточнения приведенных в соответствующих областных агроклиматических справочниках схем агроклиматического районирования с учетом термического режима почвы.

Основной трудностью при составлении карты явилась правильная оценка репрезентативности данных отдельных станций. Довольно часто бывает, что метеорологическая станция располагается на площадке, почвы которой не характерны для прилегающих территорий.

В Вологодской области наблюдается большая пестрота почвенного покрова и ландшафтов. Через область проходит граница между северной и южной тайгой. По агроклиматическому справочнику в ее пределах выделено три района, почти не различающиеся по агроклиматическим показателям вегетационного периода. Более четко она разделяется на западную и восточную части по нарастанию суровости зимы. Средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха с запада на восток области изменяется от  $-34$  до  $-41^{\circ}$ .

В этой же области А. И. Овчинникова [6] на основании учета комплекса основных физико-географических особенностей (рельеф, почва,

растительность) вполне обоснованно выделяет шесть агроклиматических районов, из которых только один юго-западный район примерно соответствует западному району агроклиматического справочника. Районирование А. И. Овчинниковой основано на детальном экспедиционном изучении области, однако приведенные ею климатические показатели вегетационного периода для отдельных районов перекрываются, свидетельствуя о малых макроклиматических различиях в пределах этой области.

Выделив на почвенной карте Вологодской области, составленной К. А. Уфимцевой и приведенной в агроклиматическом справочнике, районы по преобладающему механическому составу почвы и наличию торфяных и торфянисто-подзолисто-глеевых почв и наложив на эти крупные почвенные районы карту суммы температур воздуха выше 10° в качестве основного показателя тепловых ресурсов области, можно выделить в ее пределах четыре района, относительно хорошо согласующиеся с агроклиматическим районированием А. И. Овчинниковой и довольно четко различающихся по термическим ресурсам вегетационного периода. Учет последних для районирования области, в посевах которой преобладают однолетние культуры, является ведущим.

Юго-западная, сильно заболоченная часть области отличается большой пестротой почвенного состава и резкой сменой торфяников и песков на малых расстояниях. На карте в рабочем масштабе 1:2 500 000 эти особенности отразить нельзя и поэтому приходится только отметить наличие их и возможную амплитуду изменений в суммах температур почвы на соседних участках (табл. 2 и рис. 2).

Таблица 2

Характеристика агроклиматических районов Вологодской области

Номер района	Район	Сумма температур		Дата установления мягкопластичного состояния почвы
		воздуха выше 10°	почвы за VI—IX (0,1 м)	
I	Центральный, умеренно теплый . . .	~ 1700	~ 1900	1—5 V
	б) с суглинками . . . . .		< 1600	10—15 V
II	Восточный, умеренно теплый . . . .	~ 1600	> 1900	1—5 V
	б) с суглинками на возвышенностях . . . . .		< 1800	5—10 V
III	Северо-западный, прохладный . . .	< 1600	< 1800	1—5 V
	а) с песчаными почвами . . . . .		~ 1700	5—10 V
	б) с суглинками . . . . .		< 1500	10—15 V
IV	Юго-западный, сильно заболоченный с резкой сменой теплых и холодных почв . . . . .	~ 1700	от 1500 до 2000	25 IV—15 V

В восточной части области залегает большой массив наиболее теплых песчаных и супесчаных почв, сумма температур которых превышает 1900°. Лишь на небольших возвышенностях этой части области залегают суглинки, что совместно с некоторым уменьшением термических

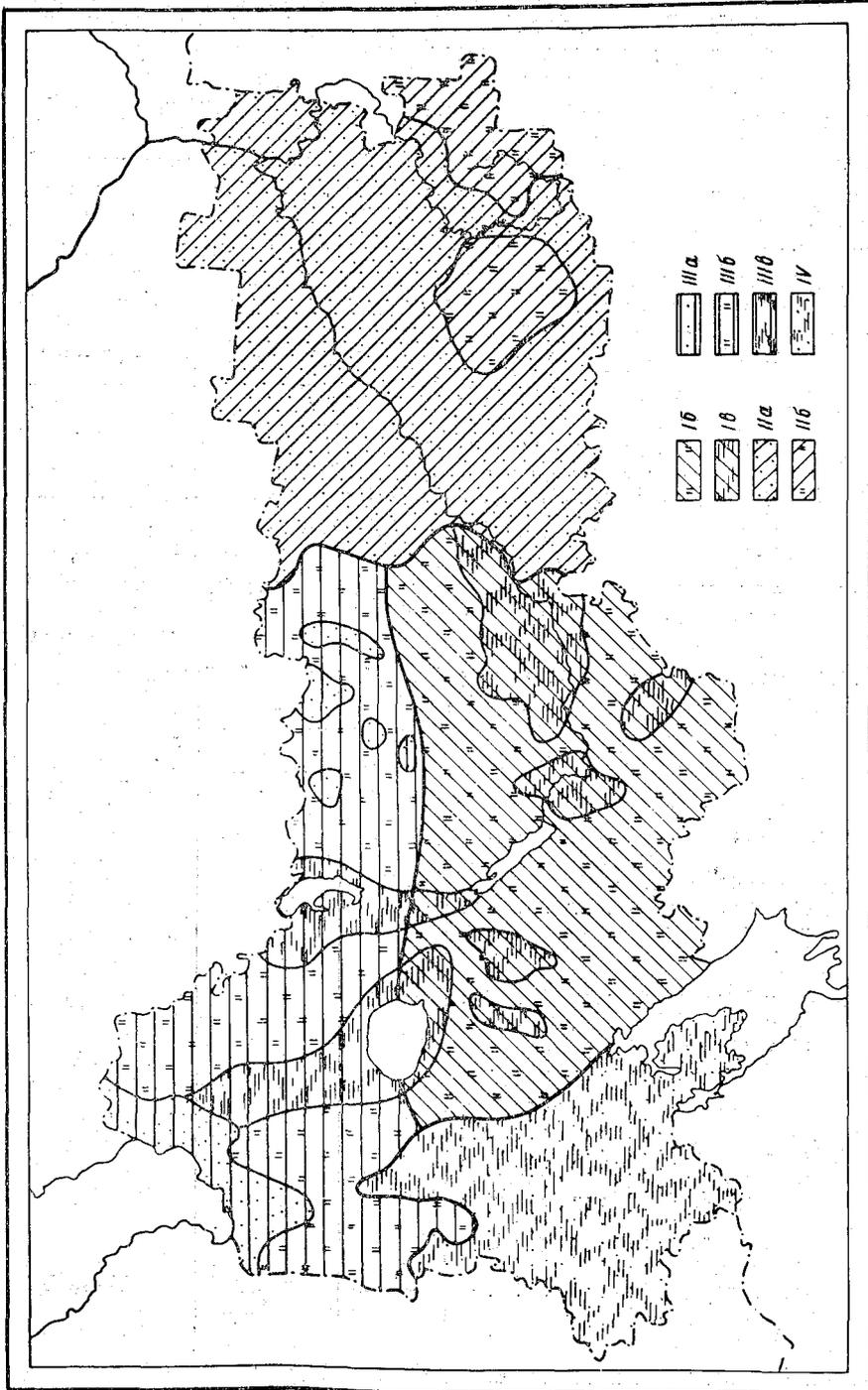


Рис. 2. Агроклиматические районы Вологодской области.

I — центральный; II — восточный; III — северо-западный; IV — юго-западный.  
 Подрайоны по механическому составу почвы: а — пески, супеси, легкие суглинки; б — суглинки; в — оглеенные минеральные, глинистые и торфяно-болотные почвы.

ресурсов под влиянием высоты вызывает необходимость выделения их в виде подрайона.

Северо-западная часть области отличается также большой пестротой почвенного покрова. Но отдельные разности его занимают довольно большие площади, что позволяет выделить ряд подрайонов.

Следует отметить, что в Вологодской области нет ни одной станции, отражающей термический режим широко распространенных торфянистых и тяжелосуглинистых почв. Количественная оценка сумм температур для почв этого типа сделана по данным Ленинградской области.

Две станции — Устюжна и Череповец — расположены на легких почвах, имеющих высокий уровень грунтовых вод, в результате чего сумма температур почвы на них получается заниженной и на рис. 1а точки этих станций выделяются в сторону уменьшения разности между суммой температур воздуха и почвы.

Особо следует отметить станции Белозерск и Кириллов, лежащие согласно описанию, на глинистых почвах. По карте они расположены в районе дерново-глеевых почв, но их данные соответствуют режиму наиболее теплых песчаных почв (рис. 1а), что и было учтено при использовании их для оценки термических ресурсов территории.

Здесь еще раз следует подчеркнуть необходимость очень тщательного анализа данных отдельных станций при типизации их по почвенным разностям. Часто бывает, что данные наблюдения станции за температурой почвы более характерны для соседнего района, чем для ее непосредственного окружения. Это вызывается большой пестротой почвы на близких расстояниях и особенностями выбора площадок метеорологических станций, при котором типичность почвы обычно во внимание не принималась.

Атмосферное увлажнение по Вологодской области повсеместно вполне достаточно, даже избыточно, ГТК за вегетационный период от 1,7 до 2,0. Но фактическое увлажнение, определяемое влажностью почвы, может различаться в широких пределах.

В качестве второго примера агроклиматического районирования области с учетом климата почвы была взята Брянская область, которая согласно агроклиматическому справочнику делится только на две части — северную и южную. Детальный анализ влияния высоты местности и механического состава почвы на термический режим позволил выделить три района с тремя подрайонами (рис. 3) и показать, что обычное зональное распределение термических ресурсов, определяемое макроклиматическими условиями, довольно резко нарушается под влиянием особенностей подстилающей поверхности, правильный учет которых является одной из основных задач при агроклиматическом районировании ограниченной территории.

Учет влияния почвы и рельефа приводит к выделению ряда азональных особенностей и позволяет показать довольно пеструю картину условий произрастания сельскохозяйственных культур в разных частях области (табл. 3).

В табл. 3, содержащей количественные характеристики агроклиматических показателей по Брянской области, суммы температур почвы на глубине 0,1 м за период с мая по сентябрь даны по сети станций Брянской области. Разность сумм температур между теплыми и холодными почвами по этим данным занижена. По расчетам, основанным на наблюдениях станций Белорусской ССР, она должна быть порядка 450—500°. В этой области, так же как и в Вологодской, различия в термическом режиме почвы более чем в два раза превышают различия в суммах температур воздуха.

Таблица 3

## Характеристика агроклиматических районов Брянской области

Номер района	Район	Сумма температур		ГТК	Дата установления мягкопластичного состояния почвы
		воздуха выше 10°	почвы за V—IX		
Ia	Теплый с песчаными и супесчаными почвами	~ 2400	~ 2700	1,2—1,3	11—15 IV
Iб	Теплый с супесями и суглинками	< 2400	> 2600	1,3	
IIa	Умеренно теплый с песчаными и супесчаными почвами	< 2300	< 2600	1,3	15—20 IV
IIб	Умеренно теплый, возвышенный с супесями и суглинками	< 2300	> 2500	1,4	
IIIб	Холодный, возвышенный с суглинками	< 2200	< 2400	1,4	после 20 IV
IIIв	Холодный с глинистыми, тяжелосуглинистыми и торфяными почвами	~ 2200	< 2400	1,4	

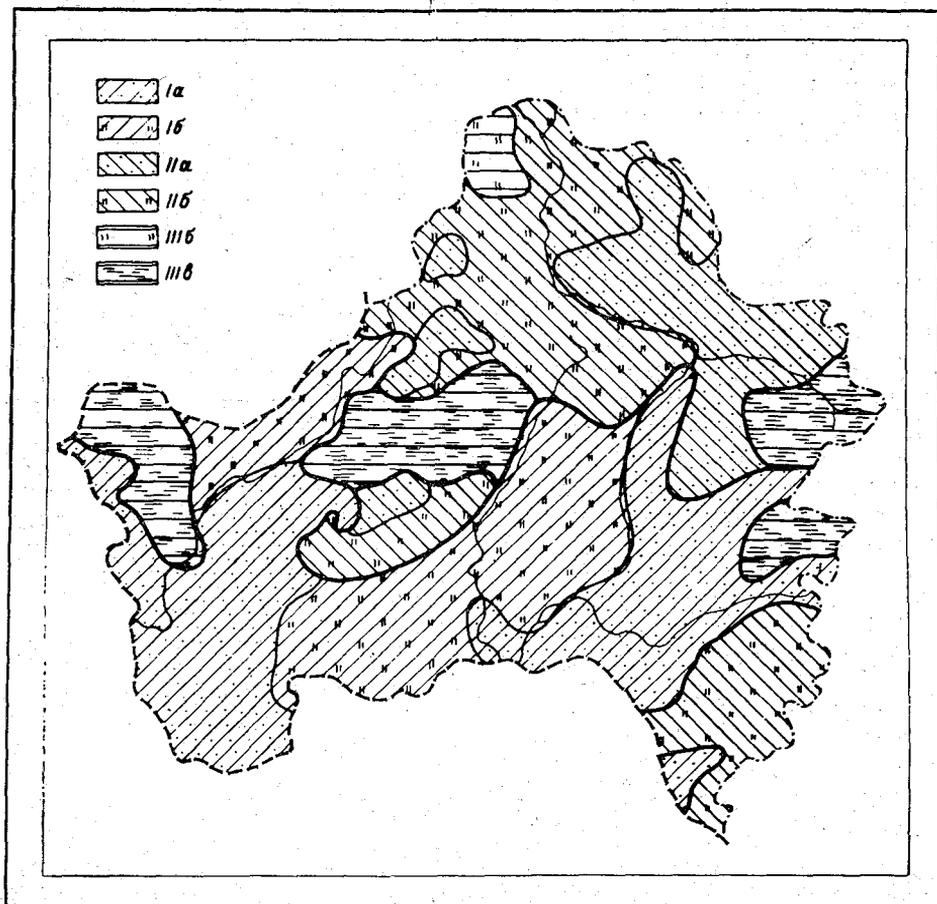


Рис. 3. Агроклиматические районы Брянской области.

Номера районов см. табл. 3.

Приведенные примеры агроклиматического районирования области с учетом термического режима почвы являются первой попыткой учета этого важного фактора. Они основаны на данных метеорологических площадок, на которых наблюдения по коленчатым термометрам проводятся под оголенной поверхностью и начинаются весной с большим опозданием.

По этим данным не всегда можно с достаточной точностью проследить за очень важным для сельскохозяйственного производства и состояния растений процессом весеннего прогревания почвы. Ввиду отсутствия материалов не учитывалась влажность почвы, также вносящая существенные коррективы к использованию в качестве оценки влагообеспеченности культур количества осадков или ГТК за вегетационный период. Наконец, в настоящее время возможно количественно оценить термические ресурсы лишь резко различных по механическому составу теплых и холодных почв, причем для характеристики последних имеется очень мало данных. Совершенно не могло быть учтено влияние травостоя на термический режим почвы, хотя оно очень велико и до некоторой степени сглаживает различия в температуре почвы, сильнее всего проявляющиеся весной.

Как и во всех случаях применения новых показателей, необходимо уточнение имеющихся сведений о том, какие требования предъявляют сельскохозяйственные культуры к температуре и влажности почвы как за весь вегетационный период, так и по отдельным фазам развития.

Приведенные примеры районирования показывают перспективность таких работ, особенно для территорий, отличающихся значительной изменчивостью почвенного покрова. В то же время ясно видна необходимость дальнейших разработок уже имеющихся материалов по климату почвы, а также и необходимость проведения дополнительных полевых исследований. Кроме того, нужно еще проделать большую работу по разработке терминологии, позволяющей сравнивать термические ресурсы разных областей.

В качестве показателя различий в климате разных почв весной даны средние даты установления мягкопластичного состояния. К ним следует добавить сведения о времени сева яровых, сроках начала посадки картофеля и тому подобные характеристики, которые на разных почвах будут существенно различными.

Учет климата почвы, разработка показателей, количественно отражающих микроклиматические особенности отдельных районов, позволяет более четко и обоснованно подойти к агроклиматическому районированию небольших территорий, мало различающихся по макроклиматическим условиям.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. П. Температура почвы. Гл. IV. Кн. «Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры». Гидрометеоздат, Л., 1962.
2. Вернго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеоздат, Л., 1963.
3. Инт Л. Э. Некоторые данные о климате основных типов почв Эстонской ССР. Труды ГГО, вып. 180, 1965.
4. Инт Л. Э. Влияние температуры почвы на сроки посадки картофеля в Эстонии. Доклады фенологической комиссии Географического общества СССР, вып. 3, Л., 1966.
5. Колосков П. И. Почвенная климатология. Почвоведение, № 3, 1946.
6. Овчинникова А. И. Агроклиматические особенности вегетационного периода территории Вологодской области. Вестник ЛГУ, серия геологии и географии, № 12, 1962.
7. Чудновский А. Ф. Основные результаты работ Агрофизического института в области теплового режима почвы. Сб. «Труды по агрофизике», вып. 10, 1962.
8. Шульгин А. М. Температурный режим почвы. Гидрометеоздат, Л., 1957.

### УСЛОВИЯ ТЕПЛОБЕСПЕЧЕННОСТИ ПОЧВ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

При оценке агроклиматических ресурсов местности со слабо выраженным рельефом и различными по механическому составу почвами необходим учет климата почвы, определяющего условия роста и развития растений. К подобного рода территориям относятся Север и Северо-Запад Европейской территории СССР, значительную часть площади которой (86%) занимают обширные плоские или волнистые равнины и небольшие возвышенности высотой менее 200 м, отличающиеся большими различиями в механическом составе почвенного покрова [9]. Продуктивность почвы в зоне тундровых и подзолистых почв ЕТС в значительной степени определяется ее термическим режимом.

Необходимость дифференцированного подхода к характеристике теплообеспеченности почв различного механического состава была показана П. И. Колосковым [6], А. М. Шульгиным [10], Е. П. Архиповой [1], И. А. Гольцберг [2], Л. Э. Ингом [5] и другими авторами.

По данным Е. П. Архиповой, средняя месячная температура песчаной почвы может быть на 3° выше температуры суглинистой почвы. Этот же порядок разностей сохраняется для Севера и Северо-Запада ЕТС согласно Справочнику по климату СССР. Для анализа особенностей прогревания почв различного механического состава на территории Севера Европейской части СССР были использованы средние даты перехода температуры почвы на глубине 20 см (по вытяжным термометрам) через 0,5 и 10° весной в период подъема температуры. По данным ряда пар станций, расположенных на близкой широте, но на разных почвах (табл. 1) видно, что в начальный период весны при переходе температуры через 0° различия в сроках прогрева еще сильно увлажненных почв относительно невелики, порядка 4—5 дней. По мере просыхания почв, которое быстрее всего идет на легких песчаных и супесчаных почвах, различия в темпах их прогревания увеличиваются. Даты перехода через 5 и 10° между легкими (пески, супеси) и тяжелыми суглинистыми почвами могут различаться на 10—20 дней.

В ряде случаев почвы легкого механического состава при переходе температуры через 0° вообще нельзя отнести к разряду теплых, хотя при более высокой температуре их принадлежность к указанной категории не вызывает сомнения (Горышина [3]). В результате свойственного этому периоду повышенного влагосодержания почв, теплофизические характеристики легких и тяжелых почв оказываются весьма близ-

Таблица 1

Изменение сроков прогревания почвы под влиянием ее неоднородности и широты места

Станция	Разность широт	Тип почвы	Даты перехода средней суточной температуры через		
			0°	5°	10°
Архангельск, Соломбала	4'	Песок с галькой	15 IV	12 V	3 VI
Архангельск, оп. поле		Торфяная	20 IV	3 VI	28 VI
<i>Разность (дни)</i>			5	22	25
Лоухи	0'00'	Крупный песок с примесью гравия	16 IV	25 V	13 VI
Лоухи		Торфяная	24 IV	4 V	28 VI
<i>Разность (дни)</i>			8	10	15
Койнас	3'	Песчаная	17 IV	16 V	1 VI
Пинега		Глинистая	21 IV	27 V	22 VI
<i>Разность (дни)</i>			4	11	21
Сура	3'	Песчаная	16 IV	8 V	30 V
Обозерская		Средний суглинок	17 IV	20 V	9 VI
<i>Разность (дни)</i>			1	12	10
Усть-Уса	3°16'	Супесь	30 IV	26 V	15 VI
Троицкое-Печорское		Тяжелый суглинок	16 IV	25 V	16 VI
<i>Разность (дни)</i>			-14	-1	1
Сестрорецк	3'	Песчаная	29 III	28 IV	15 V
Токсово		Супесь	15 III	2 V	27 V
<i>Разность (дни)</i>			-14	4	12
Старое Гарколово	22'	Песчаная	27 III	25 IV	14 V
Токсово		Супесь	15 III	2 V	27 V
<i>Разность (дни)</i>			-12	7	13

кими, и прогревание происходит соответственно условиям широтного распределения (Усть-Уса и Троицкое-Печорское).

В дальнейшем влияние неоднородности механического состава почв на этих станциях перекрывает различие термических условий почвы, возникающее под влиянием разности широт, равной 3° 16'. Изменением теплофизических характеристик под влиянием повышенного влагосодержания почв объясняются особенности прогревания песчаных почв на побережье Финского залива (Сестрорецк, Старое Гарколово). Эти почвы при наступлении нулевой температуры оказываются холоднее более тяжелых почв некоторых континентальных станций, а с уменьшением влагосодержания могут быть отнесены к почвам, наиболее теплым на территории Северо-Запада.

Наибольшие величины разностей между показателями теплового режима неоднородных по механическому составу почв, а также разностей между температурами почвы и воздуха встречаются в период максимальных различий в теплофизических характеристиках почвы. Очень велики различия в суммах температур, которые накапливаются в течение вегетационного периода в разных почвах. На Севере ЕТС при относительно низком уровне температуры воздуха летом сумма температур выше 10° для легких почв может превышать сумму температур воздуха на 200—300°, а в некоторых случаях даже на 500°. Для тяжелых почв она на 100—250° ниже, чем для воздуха (табл. 2).

Таблица 2

Сумма температур  $>10^\circ$  и продолжительность периода с температурой  $>10^\circ$  для почвы (1) и воздуха (2)

Станция	Сумма температур, град.			Продолжительность периода, дни		
	1	2	$\Delta(1-2)$	1	2	$\Delta(1-2)$
Архангельск, Соломбала	1450	1280	170	104	93	11
Архангельск, оп. поле	990	1220	-230	75	90	-15
<i>Разность</i>	460	60		29	3	
Лоухи	1020	1030	-10	80	77	3
Лоухи	870	1030	-160	66	77	-11
<i>Разность</i>	150	0		14	0	
Койнас	1560	1070	490	97	81	16
Пинега	950	1180	-230	75	88	-13
<i>Разность</i>	610	-110		22	-7	
Сура	1520	1280	240	103	92	11
Обозерская	1300	1260	40	96	92	4
<i>Разность</i>	220	20		7	0	
Усть-Уса	1030	870	160	77	69	8
Троицкое-Печорское	1140	1280	-140	83	92	-9
<i>Разность</i>	-110	410		-6	-23	

Примечание. Тип почвы и разность широт даны в табл. 1.

Длительность периода с температурой выше  $10^\circ$  для легких почв может быть на 3—4 недели больше, чем для тяжелых. Продолжительность периода с температурой воздуха выше  $10^\circ$  имеет промежуточные значения: этот период на 1—2 недели меньше, чем для почв легкого механического состава, и соответственно больше, чем для тяжелых почв.

Изменение термических характеристик на территории Севера и Северо-Запада ЕТС очень велико. По расчету на основании данных Справочника по климату СССР максимальные значения суммы температур выше  $10^\circ$  в пределах рассматриваемой территории достигают  $1870^\circ$  для легкой почвы, минимальные —  $220^\circ$  для торфяной почвы. Те же значения, взятые по температуре воздуха, составляют соответственно 1580 и  $590^\circ$ , т. е. различие в сумме температур выше  $10^\circ$  для почвы порядка  $1650^\circ$ , а для воздуха только  $1000^\circ$ . Длительность периода с температурой выше  $10^\circ$  для почвы максимально равна 118 дням, минимально 21, что дает разность около 100 дней. В воздухе максимальный период равен 109 дням, минимальный — 50, и разность составила около 60 дней. Следует заметить, что в практике сельского хозяйства проведение агротехнических мероприятий осуществляется, как правило, с учетом только температуры воздуха, поэтому как целые хозяйства, так и отдельные участки их с теплыми и холодными почвами оказываются в далеко неравноценных условиях.

Картирование показателей теплового режима неоднородных по механическому составу почв возможно двумя способами. На рис. 1 представлена карта дат перехода средней суточной температуры почвы через  $5^{\circ}$  под естественным покровом на глубине 20 см в период подъема температуры. Составленная с применением методики мелкомасштабного климатического картирования, принятой в ГГО [3], она отражает, в основном, влияние широты на скорость изменения термического режима в почвах легкого механического состава (пески, супеси, отчасти легкие

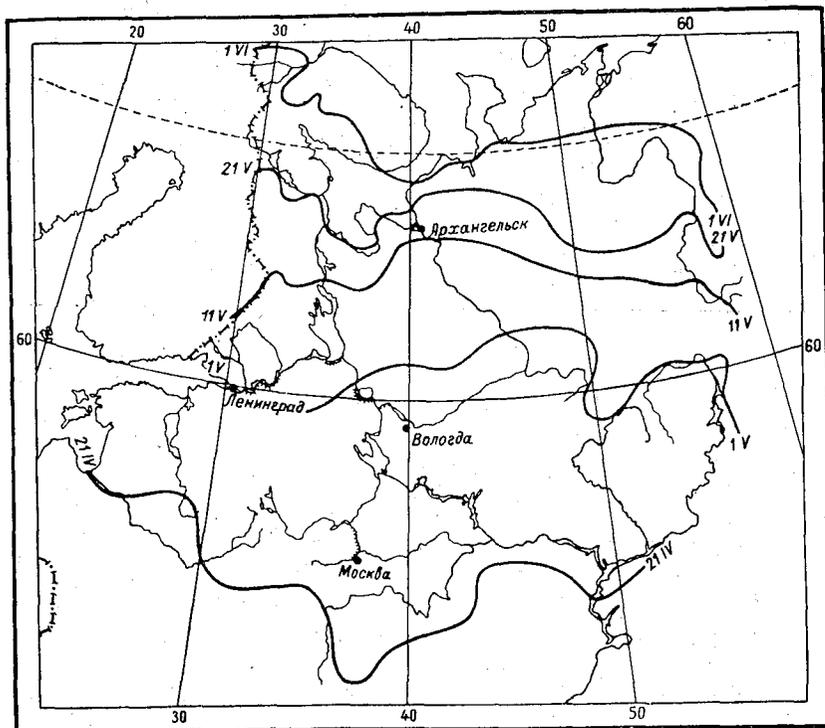


Рис. 1. Карта дат перехода средней суточной температуры почвы через  $5^{\circ}$  на глубине 20 см под естественным покровом.

Таблица 3

Даты перехода средней суточной температуры  
через  $5^{\circ}$  на Севере ЕТС

Пески, супеси	Тяжелые суглинки	Пески, супеси	Тяжелые суглинки
21 IV	28 IV	12 V	22 V
24 IV	1 V	15 V	26 V
27 IV	5 V	18 V	30 V
30 IV	9 V	21 V	2 VI
3 V	13 V	24 V	6 VI
6 V	16 V	27 V	10 VI
9 V	19 V	30 V	13 VI
		1 VI	15 VI

суглинки). Соответствующее изменение сроков прогревания почв тяжелого механического состава дано в табл. 3. Скорость прогревания почв;

занимающих по механическому составу промежуточное положение между легкими и тяжелыми, определяется интерполяцией между двумя указанными в таблице градациями. Показать пространственное распределение термических условий основных почвенных разностей на основании этой методики непосредственно на карте нельзя.

Поэтому сектором микроклимата ГГО была разработана новая методика картирования показателей термического режима неоднородных по механическому составу почв, основанная на принципах, применяемых при крупномасштабном микроклиматическом картировании [2, 7]. Таким способом построены карты для территории Эстонской и Белорусской ССР, Вологодской, Ленинградской, Брянской, Орловской и Курской областей.

Для территории Севера Европейской части СССР по этой методике была сделана оценка термических ресурсов отдельных площадей, различающихся по механическому составу почвы. В качестве показателей теплового режима почвы были использованы: средняя дата наступления температуры  $5^{\circ}$  на глубине 20 см весной и связанные с ней прямой зависимостью средняя дата наступления температуры  $10^{\circ}$  на той же глубине, сумма температур выше  $10^{\circ}$  и соответствующая продолжительность периода с температурой выше  $10^{\circ}$ .

Север ЕТС включает в себя территорию в значительной степени различающуюся по климатическим и физико-географическим условиям, поэтому, в отличие от ранее выполненных карт для указанных выше республик и областей, приходилось учитывать также влияние широтного градиента для однородных по механическому составу почв.

В качестве основы для выделения площадей преобладающих почвенных разностей была использована составленная А. А. Завалишиным и А. А. Хантулевым схема почвенных районов Севера Европейской части СССР для Карельской и Коми АССР, Мурманской и Архангельской областей, Ненецкого национального округа [4]. Положительным моментом в использовании схемы оказалась возможность учета наряду с механическим составом почв и характера рельефа.

Первым этапом работы по составлению карты (рис. 2) было выделение площадей, однородных по механическому составу почвы, на основании легенды и почвенно-географической характеристики территории, в пределах которой оказалась зона тундровых и северная часть зоны подзолистых почв. Затем на рабочую основу были перенесены изолинии карты дат перехода средней суточной температуры почвы под естественным покровом на глубине 20 см через  $5^{\circ}$  в период подъема температуры, показанные на рис. 1. С их помощью были рассчитаны сроки прогревания почв до температуры  $5^{\circ}$  для каждой выделенной площади, охарактеризованной двумя датами: ранней и поздней. Если на выделенной площади преобладали почвенные разности, отличные по механическому составу от легкой почвы, то сроки прогрева уточнялись на основании данных, представленных в табл. 3.

Почвы, близкие по механическому составу, но расположенные в различных условиях рельефа и вследствие этого отличающиеся по режиму влажности, не могут быть включены в одну группу по теплообеспеченности. Поэтому, наряду с механическим составом почв, принимались во внимание особенности рельефа.

Для характеристики почв по теплообеспеченности были использованы даты прогревания их до температуры  $5$  и  $10^{\circ}$ , продолжительность периода с температурой выше  $10^{\circ}$  и суммы температур за этот период. Прямая зависимость, существующая между всеми этими показателями, позволила вычислить их для каждой выделенной площади.

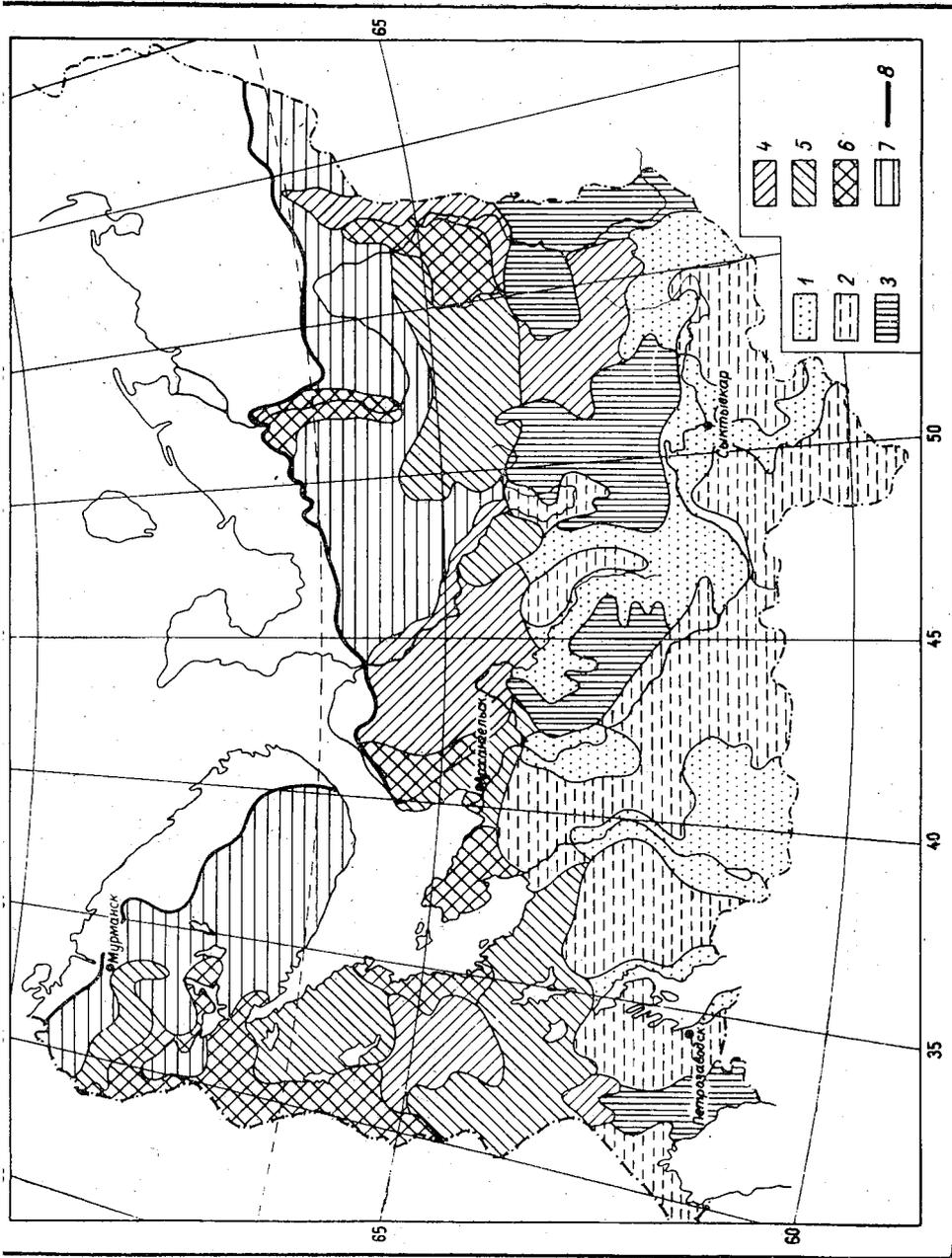


Рис 2. Карта районирования Севера Европейской территории СССР по условиям теплообеспеченности почв.

Характеристика районов.

1 — самый теплый, 2 — теплый, 3 — умеренно теплый, 4 — умеренно холодный, 5 — умеренно холодный, 6 — холодный, 7 — наиболее холодный, 8 — граница зоны тундровых почв.

БИБЛИОТЕКА  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института

После дальнейшей схематизации, согласно классификации, представленной в табл. 4, площади были объединены в районы. Несмотря на то, что по механическому составу почв выделено три группы, вследствие необходимости учета широтных различий, по теплообеспеченности почв выделено 7 районов. Оценка термических ресурсов была выполнена только для северной части зоны подзолистых почв, так как зона тундровых почв и территория Предуралья оказались недостаточно освоенными данными по термическому режиму почвы.

Таблица 4

Показатели теплового режима почвы к карте теплообеспеченности их (рис. 2)

Номер района	Характеристика	Даты перехода средней суточной температуры почвы на глубине 20 см через				Температура $>10^{\circ}$	
		5 $^{\circ}$		10 $^{\circ}$		сумма, град.	продолжительность периода, дни
		ранняя	поздняя	ранняя	поздняя		
I	Самый теплый	ранее 10 V	—	ранее 2 VI	—	$>1400$	$>105$
II	Теплый	10 V	14 V	2 VI	4 VI	1400	105
III	Умеренно-теплый	15 V	19 V	5 VI	9 VI	1300	95
IV	Умеренный	20 V	24 V	10 VI	14 VI	1150	90
V	Умеренно-холодный	25 V	29 V	15 VI	21 VI	1000	83
VI	Холодный	30 V	4 VI	22 VI	30 VI	800	70
VII	Наиболее холодный	после 5 VI	—	после 1 VII	—	$<800$	$<70$

На рис. 2 представлена карта районирования Севера ЕТС по условиям теплообеспеченности почв. Соответствующие показатели теплового режима почвы в пределах выделенных районов представлены в табл. 4.

В южном самом теплом районе (I) преобладают почвы легкого механического состава, только в южной части его на склонах и небольших возвышенностях встречаются суглинки. Во II (также теплом) районе, территориально чередующемся с I, на крайнем юге распространены тяжелые почвы, приуроченные к положительным формам рельефа, легкие почвы — на севере и суглинки в средней части. III (умеренно-теплый) район представлен легкими почвами в южной части Тиманского кряжа и тяжелыми на положительных формах рельефа. В IV (умеренный по показателям теплового режима почвы) район вошли почвы легкого механического состава в отрицательных формах рельефа, суглинки на большей части территории и тяжелые почвы на юге Карельской АССР. В V (умеренно-холодный) район были выделены в основном почвы тяжелого механического состава и суглинки в отрицательных формах рельефа. В пределах Кольского полуострова встречаются пески и супеси. VI (холодный) район представлен переувлажненными глеевыми почвами и суглинками в отрицательных формах рельефа. VII (наиболее холодный) район занимает северную часть территории и включает в себя в основном тяжелые, по большей части переувлажненные почвы. На представленной карте теплообеспеченности почв не выделены болота. По условным обозначениям в экспликации к схеме почвенно-географического районирования и по литературным данным [4, 8, 9] следует, что болота встречаются в пределах каждого выделенного района. Торфяные почвы по теплообеспеченности значительно отличаются от минеральных,

что зависит от целого ряда факторов: степени их минерализации, мощности торфяного слоя, глубины залегания грунтовых вод и др.

Подводя итоги, следует отметить, что территории с неоднородными по механическому составу почвами оказываются в неравноценных условиях по их теплообеспеченности, особенно в первую половину вегетации сельскохозяйственных культур. Анализ показателей теплового режима почвы свидетельствует о наличии большой разницы в скорости прогревания легких и тяжелых почв. Для легких почв сумма температур выше  $10^{\circ}$  может быть на  $300-600^{\circ}$  больше, а продолжительность периода с температурой выше  $10^{\circ}$  на 2—4 недели больше, чем для тяжелых почв. Термические характеристики почвы изменяются в значительно более широких пределах, чем аналогичные данные по температуре воздуха. Все вышеуказанное свидетельствует о необходимости учета показателей теплового режима почвы как при агроклиматическом районировании территории, так и для разработки дифференцированных приемов агротехники.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. П. Карты географического распределения температуры почвы под черным паром на территории СССР. Труды ГГО, вып. 85, 1958.
2. Гольцберг И. А. Агроклиматическое районирование территории административных областей. Обнинск, 1967.
3. Горышина Н. Г. Особенность термического режима почв на Севере и Северо-Западе Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 232, 1968.
4. Завалишин А. А., Хантулев А. А. Почвенное районирование Севера и Северо-Запада Европейской части СССР. Кн.: «Почвенное районирование СССР». Изд-во МГУ, 1961.
5. Инт Л. Э. Влияние температуры почвы на сроки посадки картофеля в Эстонии. Доклады фенологической комиссии Географического общества СССР, вып. 3, Л., 1966.
6. Колосков П. И. Почвенная климатология. Почвоведение, № 3, 1946.
7. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеоиздат. Л., 1967.
8. Север Европейской части СССР. ИГАН СССР. Изд-во «Наука», М., 1966.
9. Стеблин-Каменская О. С., Новикова И. С. Карты рельефа в атласе природных условий и почвенных ресурсов Северо-Запада европейской части РСФСР. Сб.: «Новые проблемы и методы картографии». Изд-во «Наука», Л., 1967.
10. Шулгин А. М. Температурный режим почвы. Гидрометеоиздат, Л., 1957.

### ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ПОЧВ РАЗНОГО МЕХАНИЧЕСКОГО СОСТАВА ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ В ЭСТОНСКОЙ ССР

Как показали исследования А. Ф. Чудновского [2, 3, 4, 5] и Г. С. Чичуа [6], в природе имеет место значительная пространственная и временная изменчивость теплопроводности почв, учет которой существенен для решения целого ряда теоретических задач агрофизики и оценки теплового режима, режима увлажнения и эффективности тепловой мелиорации почв. По-видимому, неправильная оценка возможной изменчивости теплопроводности почв как от точки к точке, так и по глубине привела к появлению представлений о малой изменчивости потоков тепла в почву по сравнению с другими составляющими теплового баланса.

Летом 1967 г. в Эстонии были проведены экспериментальные определения теплопроводности почв разного механического состава при различном увлажнении и степени хозяйственного освоения мелиорируемых почв. Исследования позволили построить крупномасштабные карты, дающие представление об изменчивости коэффициента теплопроводности в условиях большой пестроты механического состава почв — от торфяников с различной степенью увлажнения и степенью окультуривания до песков и супесей.

Измерения коэффициента теплопроводности проводились при помощи шарового зонда, датчики которого устанавливались на основных типах почв опытно-показательного совхоза «Саку» Эстонского научно-исследовательского института земледелия и мелиорации Министерства сельского хозяйства ЭССР. Общая площадь совхоза — около 3600 гектаров, причем сельскохозяйственные угодья составляют более 2200 гектаров. Измерения коэффициентов теплопроводности проводились также на низинных и верховых болотах ст. Тоома и на полях колхоза «Илумяэ» Ракверевского района, расположенного на побережье Финского залива (район залива Эру).

Для всей Эстонии в целом и в особенности для ее северной части, а также для района проведения наиболее детальных работ на территории совхоза «Саку» характерно: 1) отсутствие стока с тальвеговых участков, 2) выклинивание напорных горизонтов грунтовых вод, 3) высокий их уровень, 4) частое затопление и подтопление территорий паводковыми водами, 5) пестрота почв как по механическому составу, так и по их генетическому характеру. Все это определяет раздробленность

сельскохозяйственных угодий, значительно осложняет задачу их хозяйственного использования и освоения новых площадей.

Этим вызвана необходимость проведения комплекса мелиоративных мероприятий, которые включают как различные способы и методы осушения избыточно-увлажненных почв, так и периодическое увлажнение испытывающих в определенное время недостаток влаги песчаных и супесчаных почв, а также почв на рихтовых суглинках. Кроме того, необходимо проведение целого ряда агротехнических приемов — различная обработка, мульчирование пленками, пескование и известкование и т. д.

Проведение мелиоративных работ во многих случаях оказывается высокорентабельным. Чистая прибыль резко возрастает по мере увеличения площади интенсивно мелиорируемых земель, несмотря на относительно большие затраты, связанные с проведением этих работ.

Основными типами почв в районе экспериментальных исследований были: 1) мало- и среднемощные типичные рихтовые дерново-карбонатные суглинки, 2) насыщенные дерново-глеевые супесчаные и 3) песчаные почвы, 4) торфяно-болотные почвы низинного типа.

Для территории совхоза «Саку» при исследовании теплофизических свойств основных типов почв была использована детальная крупномасштабная почвенная карта, составленная научным сотрудником Эстонского научно-исследовательского института земледелия и мелиорации И. Бергертом и любезно предоставленная в распоряжение авторов. В районе проведения основных работ увлажненные минеральные почвы составляют 35% и торфяно-болотные 45% всего массива земель. Вышеуказанные почвы преобладают в северо-западной и северной части Эстонии.

Колхоз «Илумяэ» Ракверевского района, где проводились маршрутные определения теплофизических свойств почвы, находится в той части Эстонии, где преобладают каменистые слабоподзоленные, дерновоподзолистые и собственно-подзолистые песчаные и супесчаные почвы на берегу Финского залива. Экспериментальная база Тоома Эстонского научно-исследовательского института земледелия и мелиорации, где также проводились исследования, находится в Йыгевском районе. Здесь преобладают низинные и верховые торфяно-болотные почвы, а также (на водоразделах и склонах) выщелоченные и подзолистые дерново-карбонатные суглинистые и насыщенные дерново-глеевые супесчаные почвы.

Основные агрогидрологические свойства почв приведены в табл. 1, 2, составленных на основании данных литературных источников и материалов. Эти материалы были любезно предоставлены старшим инженером Управления ГМС ЭССР А. Г. Бесовцевой и научным сотрудником Эстонского научно-исследовательского института земледелия и мелиорации И. Бергертом, которым, пользуясь случаем, выражаем глубокую признательность.

По А. Ф. Чудновскому [2—5], Г. С. Чичуа [6] и др. [1], наибольшее влияние на теплофизические свойства почв оказывает их влажность, плотность (объемный вес и механический состав), изменяющиеся в довольно широких пределах (табл. 1, 2). Плотность исследованных минеральных почв изменяется довольно мало. В пахотном слое она находится в пределах от 1,1 до 1,5 г/см<sup>3</sup>. У песчаных и некоторых типов легких супесчаных почв имеет место заметное увеличение плотности с глубиной, что оказывает влияние и на теплопроводность. Для осушенных низинно-болотных почв характерна наименьшая плотность и наибольшая влажность (табл. 1, 2). В связи с этим торфяные почвы характеризуются малой теплопроводностью и большой теплоемкостью, что определяет низкий уровень температуры в первой половине вегетационного периода,

Таблица 1

## Агрогидрологические свойства основных типов почв опытно-показательного совхоза «Саку» Хартюского района ЭССР

Генетический горизонт, см	Глубина, см	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	В процентах от веса сухой почвы				Сквашенность, %
			коэффициент завядания	капиллярная влагоемкость	полевая влагоемкость	полная влагоемкость	
Осушенная низинно-болотная глубокая торфяная почва							
	0—20	0,15					
	20—40	0,18					
	40—80	0,14					
Насыщенная дерново-легкая супесчаная почва							
A <sub>1</sub> 0—35	0—10	1,27	3,4	34,3	—	40,2	
	10—20	1,40	2,8	30,2	—	33,6	
B <sub>1</sub> 35—50	20—30	1,37	3,1	29,9	—	35,8	
	30—40	1,33	3,2	30,8	—	36,8	
	40—50	1,41	2,4	28,0	—	33,4	
Типичная дерново-карбонатная среднесуглинистая почва							
A 0—20	0—10	1,28	7,8	31,6	—	40,6	52,0
	10—20	1,33	7,2	28,3	—	36,8	49,0
B 20—40	20—30	1,41	7,1	27,2	—	33,3	47,0
	30—40	1,43	6,2	25,6	—	31,7	46,0
AC 40—50	40—50	1,41	7,0	27,0	—	34,0	48,0
Осушенная низинно-болотная маломощная торфяная почва							
A	0—10	0,35			158,1		
	10—20	0,40			161,2		
	20—30	0,47			150,9		
Осушенная дерново-подзолистая глеевая песчаная почва							
A <sub>1</sub>	0—20	1,13	7,9	—	24,2	42,9	55,6
A <sub>2</sub>	20—45	1,51	0,8	—	6,6	25,4	44,5
B <sub>1</sub>	45—60	1,60	1,2	—	9,5	24,9	39,8

частые заморозки и, в конечном счете, довольно суровый микроклимат, который лучше всего выдерживают сеянные многолетние травы. Вследствие этого в Северной Эстонии на торфяно-болотных почвах размещают в основном долгодетные культурные сенокосы и пастбища с высокой продуктивностью. На рост и развитие полевых культур на торфяных почвах неблагоприятно влияет также избыток влаги.

В экспериментальных работах использовался шаровой зонд, реализующий принцип, предложенный А. Ф. Чудновским и Б. А. Кагановым [5], и позволяющий определять коэффициент теплопроводности прямо в поле.

Повторные измерения коэффициентов теплопроводности  $\lambda$  (на следующие сутки) при неизменном фоне увлажнения почвы, но различной температуре (различия до 10°) не позволили установить сколько-нибудь выраженной зависимости  $\lambda$  от температуры. Они давали значения с разбросом, не превышающим  $\pm 2\%$ , если фон влажности не менялся. По-

Таблица 2

Агрогидрологические свойства основных типов почв экспериментальной базы Тоома Иыгевского района и колхоза «Илумяэ» Ракверевского района ЭССР

Генетический горизонт, см	Глубина, см	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	В процентах от веса сухой почвы				Сквашенность %
			коэффициент завядания	капиллярная влагоемкость	полевая влагоемкость	полная влагоемкость	

## ст. Тоома

Сильно выщелоченная дерново-карбонатная суглинистая почва

A <sub>1</sub> 0—20	0—10	1,23	7,6	36,4	42,7
	10—20	1,26	7,2	36,0	40,7
B <sub>1</sub> 20—45	20—30	1,39	6,2	29,6	34,2
	30—40	1,52	5,6	21,4	28,5
B <sub>2</sub> 45—70	40—50	1,51	5,0	21,1	28,9

Осушенная низинно-болотная глубокая торфяная почва. Осушена в 1937 г.

A	0—10	0,19	63,6	434,9	463,2	88,0
	10—20	0,18	63,2	447,9	494,4	89,0
	20—30	0,16	65,6	500,0	562,5	90,0
	30—40	0,11	63,6	768,2	845,5	93,0
	40—50	0,12	61,5	740,0	845,5	93,0

Осушенная низинно-болотная глубокая торфяная почва. Осушена в 1911 г.

A	0—20	0,22				
	20—40	0,21				

Неосушенная торфяно-болотная почва верхового типа

	0—5	0,02			
	5—10	0,06			
	10—15	0,04			
	15—20	0,05			
	20—25	0,06			
	25—30	0,06			
	30—35	0,05			
	35—40	0,06			

## «Илумяэ»

Слабоподзолистая, дерново-подзолистая легкосупесчаная почва

A <sub>1</sub> 0—30	0—10	1,41	2,3	24,8	34,8
	10—20	1,46	2,1	25,4	32,2
A <sub>2</sub> 30—70	20—30	1,57	2,4	21,1	27,4
B <sub>1</sub> 70—90	30—40	1,60	3,0	20,0	26,2
B <sub>2</sub> 90—100	40—50	1,61	2,8	19,9	26,1

видимому, постановка такого исследования требует условий контролируемого опыта, проводимого в лаборатории.

Анализ методики определения  $\lambda$  свидетельствует о том, что при некоторых условиях возможно изменение естественной теплопроводности среды при введении в нее нагретого датчика. При этом может иметь место миграция паров влаги, вызываемая стационарным подогревом шарового зонда. Чтобы выяснить, насколько возможны такие эффекты,

проводились определения  $\lambda$  при нескольких режимах подогрева датчиков. Оказалось, что при токе подогрева, меняющемся в различных опытах от 0,1 до 0,2 а, имеет место разброс значений  $\lambda$ , не превышающий в среднем  $\pm 5\%$ , при максимальном отклонении  $\pm 10\%$ . Обнаруженные различия в коэффициентах теплопроводности как разных почв, так и одной и той же почвы при разных ее увлажнениях, а также различия  $\frac{d\lambda}{dz}$  по глубине намного превышают эти отклонения, что говорит об достоверности и природной обусловленности последних.

В табл. 3 представлены осредненные значения коэффициентов теплопроводности различных почв при различных фонах увлажнения. Серии определений коэффициентов теплопроводности проводились на разных полях в одно и то же время. Это позволяет выявить их характерные значения в период, когда в течение долгого времени стояла погода радиационного типа без осадков и некоторые поля находились в условиях угнетения, связанного с так называемой почвенной засухой.

Таблица 3

Средние величины коэффициента теплопроводности  $\lambda$  (кал/см · сек · град ·  $10^{-5}$ )  
основных типов почв Эстонии по данным измерений летом 1967 г.  
на мелиорируемых полях

Тип почвы и характеристика мелиорации	Характер увлажнения		
	период с почвенной засухой (до 20 VII)	после слабого промачивания (20—25 VII)	после сильного промачивания (25—30 VII)
<b>I. Торфяные почвы</b>			
а) верховые болота без мелиорации			
верхняя часть сфагнума	20	25	40
западная	70	—	—
б) верховые болота, хорошо окультуренные, осушки 1911 г.	160	169	180
в) низинное болото, культурный сенокос, осушки 1945 г.	70	80	120
г) низинное болото, хорошо окультуренное, осушки 1950 г., плантация моркови	140	145	190
<b>II. Минеральные почвы</b>			
а) суглинистые (рихковые, каменные)	120—150	200—250	300—350
б) тяжелые суглинки, глины	—	350—450	—
в) песчаные почвы, легкие супеси (поле с картофелем, гребневая культура)	140—170	170—180	200—250
г) целина	—	400—450	—
<b>III. Супесчаные почвы, покрытые полиэтиленом</b>			
а) регулярный полив, ночное покрытие (делянка с огурцами)	400	420	430
б) без полива, в начале вегетации, круглосуточное покрытие полиэтиленом (делянка с огурцами)	250	300	420

Другие серии определений коэффициента теплопроводности (табл. 3, третья графа) были проведены после выпадения ливневых осадков

(около 3—5 мм), мало изменивших характер увлажнения полей, так как значительная часть осадков испарилась или стекла, обусловив слабое увлажнение почвы.

Третья съемка была проведена в начале августа после прохождения шторма над территорией Прибалтики, вызвавшего обильное увлажнение почвы.

Таким образом, полученные данные могли быть осреднены для трех характерных периодов по увлажнению:

1) период слабого или недостаточного увлажнения минеральных почв и достаточного увлажнения болотных почв;

2) период умеренного увлажнения, а на отдельных полях — недостаточного увлажнения;

3) период избыточного увлажнения на всех полях.

Следует отметить, что пестрота механического состава почвы определяет весьма большую изменчивость ее увлажнения. Мы не пытаемся увязать значения теплопроводности с влажностью почвы, так как считаем полученные данные о влажности почвы менее надежными, чем  $\lambda$ .

На рис. 1 на фоне карты механического состава почвы даны характерные значения коэффициента теплопроводности на полях совхоза «Саку».

Анализ полученных данных (рис. 1 и табл. 3) позволяет сделать некоторые выводы о пространственной и временной изменчивости теплопроводности почв Северной Эстонии.

В условиях пестроты механического состава почвы и относительно слабой выраженности рельефа имеет место весьма значительная изменчивость коэффициентов теплопроводности почв, которая определяет как изменчивость их механического состава, так и изменчивость увлажнения. Последнее вызывается разной влагоудерживающей способностью почв и различным уровнем грунтовых вод. С этим связана большая изменчивость термического режима, что проявляется в различиях температуры почвы, достигающих 10—15° на поверхности и 5—10° в пахотном слое, и в значительной изменчивости потоков тепла, поступающих в почву и аккумулирующихся в ней: различия в 2—3 раза в суточных суммах тепла и более чем в 3 раза в максимальных интенсивностях. Из этого следует вывод, важный в методическом отношении, — наблюдения метеорологической станции за термическим режимом почвы и связанными с ним характеристиками (даты перехода температуры через определенные градации, сроки готовности почвы к разного рода агротехническим работам, посева различных культур и т. д.) с большим ограничением могут распространяться на территорию полей изучаемого хозяйства, таких как, например, совхоз «Саку», где были проведены основные исследования, не говоря уже о более крупных районах или об Эстонии в целом. Каждое поле имеет свой индивидуальный термический режим, увлажнение и теплоаккумуляцию, что определяет необходимость строго дифференцированного подхода при оценке влияния метеорологических условий на биологическую продуктивность полей, при оценке готовности их для проведения сельскохозяйственных работ, зависящих от метеорологических условий. Все это определяет необходимость проведения детальных агрометеорологических съемок и наблюдений, разработки системы поправок к наблюдениям метеорологических станций, позволяющих характеризовать агрометеорологическое состояние полей по метеорологическим данным станций, в принципе, нерепрезентативным для каждого конкретного района и т. д. До тех пор пока не будут выявлены реально существующие различия в теплофизических характери-

стиках почвы, задача расчета потоков тепла в почве и его накопления в ней будет решаться схематично. Без решения этой задачи нельзя правильно оценивать реально существующие в природе различия в тепловом режиме сельскохозяйственных полей.

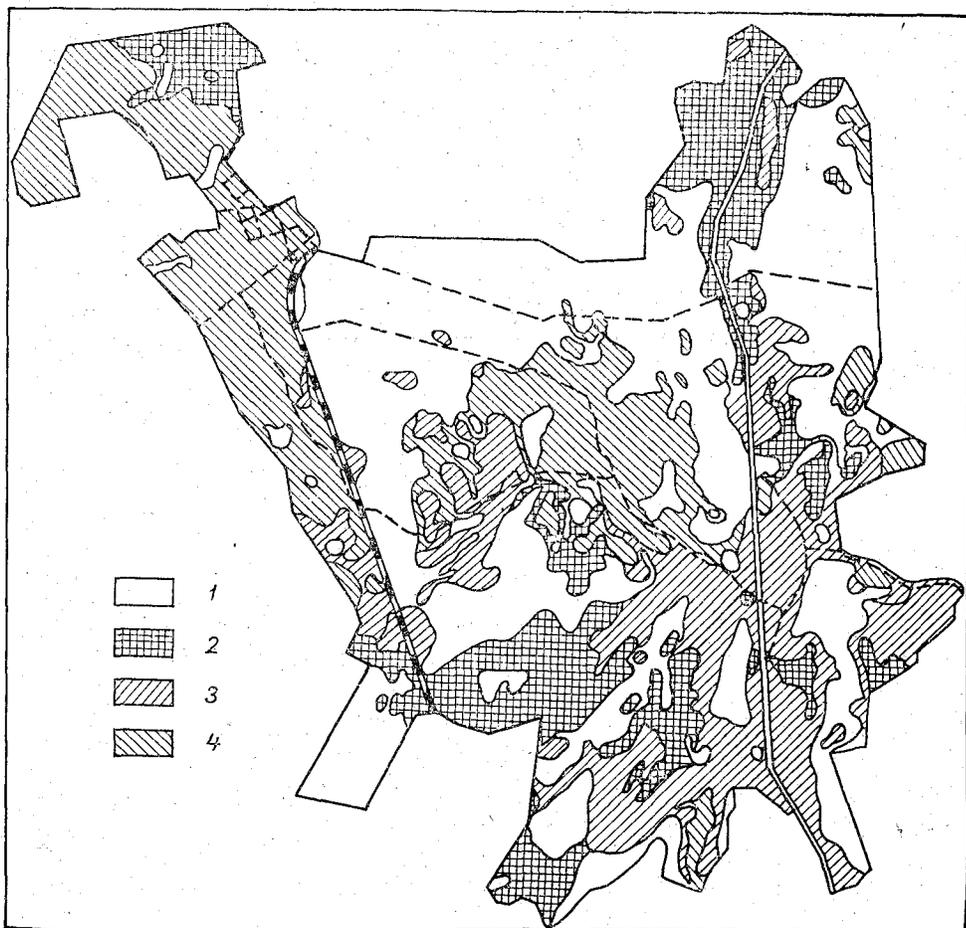


Рис. 1. Теплопроводность почв разного механического состава совхоза «Саку» (площадь около 3600 га).

Условный знак	Теплопроводность кал/см·сек·град·10 <sup>-5</sup>	Почва
1	20—50 70—180	Торфяные почвы болот Окультуренные торфяники
2	100—200	Песчаные
3	250—300	Супесчаные
4	350—450 120—350	Тяжелые суглинки Рихвовые суглинки

Коэффициент теплопроводности на различных почвах в одно и то же время (табл. 3) меняется от 20—70 до 400—450·10<sup>-5</sup> кал/см·сек·град., причем наименьшие значения его характерны для высушенного верх-

него слоя сфагнового верхового болота на микроповышении с наибольшей плотностью растительности.

Коэффициент теплопроводности супесчаных почв, подстилаемых песками, в 2—3 раза выше, чем у суглинков, что с общей точки зрения не представляется очевидным и не соответствует данным, приводимым в литературе [2—6]. Однако в условиях особого типа суглинков — рихтовых и каменистых, по-видимому, это типично и связано с различиями увлажнения и большей порозностью их. В таких почвах больше содержание воздуха в прослойках между каменистыми включениями, меньше контакты скелетной массы почвы, что по А. Ф. Чудновскому [2, 4] уменьшает теплопроводность.

В результате окультуривания торфяных почв происходит увеличение теплопроводности (табл. 3).

По мере окультуривания и хозяйственного освоения поля при одном и том же количестве осадков коэффициент теплопроводности изменяется более, чем в 6 раз: от 20 до  $140-160 \cdot 10^{-5}$  кал/см · сек · град. Сразу после осушения отмечается значительное увеличение теплопроводности, затем по мере улучшения структуры торфяной почвы этот процесс замедляется.

Следствием окультуривания торфяников является: 1) увеличение в 1,5—2 раза теплоаккумуляции в ризосфере, где сосредоточена основная масса корней растений; 2) уменьшение суточных амплитуд температуры; 3) уменьшение повторяемости радиационных заморозков. Это благоприятно сказывается на продуктивности полей; так, по данным Эстонского научно-исследовательского института земледелия и мелиорации, продуктивность таких полей в 1,5—3 раза выше продуктивности немелиоративных участков. Кроме того, изменение термического режима и режима увлажнения осушенных полей на торфяниках приводит к качественным изменениям интенсивности биохимических процессов, что также ведет к изменению продуктивности. В результате появляются возможности возделывания культур, обычно непроеизводительных на болотных почвах — капусты, свеклы, гибридной кормовой брюквы, моркови. Так, по данным совхоза «Саку», на таких полях продуктивность моркови значительно превосходит среднюю продуктивность по республике.

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы.

1. Анализ определений теплофизических параметров, потоков тепла и градиентов температуры в почве с гребневой культурой показал, что последняя способствует уменьшению поступления тепла в глубинные слои вследствие уменьшения  $\lambda$  с глубиной и увеличения теплоаккумуляции и потока тепла в гребне. Это благоприятно сказывается на возделываемой культуре в условиях ограниченности тепловых ресурсов.

2. В естественных условиях имеет место весьма большая изменчивость коэффициента теплопроводности: а) по горизонтали при изменении механического состава почвы, б) с глубиной в зависимости от изменения механического состава, дисперсности, влажности и плотности почвы и в) во времени. Изменения особенно велики в пахотном слое, и, как правило, уменьшаются с глубиной. Различия в  $\lambda$  имеют место не только у почв разного механического состава, но и у одних и тех же почв, но при разном фоне увлажнения, различной агротехнике и для разных сельскохозяйственных культур (табл. 3).

Изменчивость теплофизических параметров во времени, определяемая изменчивостью влажности, не менее значима, чем изменчивость в пространстве. Изменения коэффициента теплопроводности во времени не одинаковы и различны по величине на полях, занятых различными культурами и с разными почвами (табл. 3).

3. Представления об увеличении  $\lambda$  с глубиной не всегда оправдываются, причем производная коэффициента по глубине  $\frac{d\lambda}{dz}$  отличается весьма большой сложностью, которую трудно уловить. Так, например, в пахотном слое  $\lambda$  может быть постоянным ( $\frac{d\lambda}{dz} = 0$ ), может иметь место рост  $\lambda$  до середины горизонта ( $\frac{d\lambda}{dz} > 0$ ), далее — уменьшение с глубиной ( $\frac{d\lambda}{dz} < 0$ ) и т. д., причем различия в величинах могут достигать 100%.

4. В условиях пестроты механического состава почвы и равнинного рельефа микроклиматические различия наиболее четко проявляются на поверхности и в пахотном слое почвы, причем они не уступают последним в условиях расчлененного холмистого рельефа. Эти различия в значительной мере определяются изменчивостью теплопроводности почв, являющейся как бы «мерой» целого комплекса природных условий.

Все это определяет важность и необходимость детального изучения этой важнейшей характеристики климата почвы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Термический режим почвы. Кн.: «Микроклимат СССР». Гидрометеиздат, Л., 1967.
2. Чудновский А. Ф. Теплообмен в дисперсных средах. ГИТЛ, 1954.
3. Чудновский А. Ф. Проблема тепловой мелиорации почв. Сб. трудов по агрономической физике, вып. 10, Сельхозгиз, 1962.
4. Чудновский А. Ф. Современное состояние учения о тепловом режиме сельскохозяйственного поля. Кн. «Вопросы агрономической физики», Гидрометеиздат, Л., 1957.
5. Чудновский А. Ф. Основные результаты агрофизического института в области изучения теплового режима почв. Сб. трудов по агрономической физике, вып. 10, Сельхозгиз, 1962.
6. Чичуа Г. С. Расчет температурного поля в почве с учетом изучения характера ее теплофизических характеристик. Труды Груз. с.-х. ин-та, т. 60, 1963.

## ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ ВАХШСКОЙ ДОЛИНЫ

В статье излагаются особенности режима температуры почвы хлопкового поля в условиях Вахшской долины. На основе экспериментальных исследований за период 1966 г. на полях с хлопчатником тонковолокнистого сорта 5595-В произведен анализ годового и суточного хода температуры почвы зоны аэрации, дается количественная оценка изменений температуры почвы под влиянием роста хлопчатника, орошения и уровня грунтовых вод. Контролем служили параллельные наблюдения на оголенной площадке метеорологической станции, расположенной в центре орошаемого массива.

Температура почвы является важным фактором жизнедеятельности растений. Регулируя биохимические процессы, связанные с поступлением воды и питательных веществ, она оказывает большое влияние на развитие растений и урожай. На орошаемом сельскохозяйственном поле режим температуры почвы обусловлен многими факторами, среди которых основная роль принадлежит солнечной радиации, степени увлажнения и теплофизическим свойствам почвы и поливной воды. Большое влияние на температуру оказывает растительный покров, который, затеняя поверхность почвы, уменьшает приток тепла в часы инсоляции и излучение ночью. Травостой снижает температуру почвы и, кроме того, затрудняет турбулентное перемешивание в приземном слое.

Первые исследования микроклимата, и в том числе температурного режима почв хлопковых полей Средней Азии, принадлежат А. А. Скворцову [9], который вскрыл физическую сущность и дал оценку тех изменений, которые вносят на поле наличие растительности и полив. Дальнейшие исследования режима температуры почвы и влияния термических условий на развитие и рост орошаемого хлопчатника и его продуктивность, выполненные главным образом в Узбекистане, нашли отражение в работах Л. Н. Бабушкина [2], Н. И. Бабушкиной [3], Б. А. Айзенштата и М. В. Зуева [1, 5] и в работе по Азербайджану Э. А. Ибрагимовой [6].

На территории Таджикистана в Гиссарской долине А. Ш. Джалилов [4] провел исследования температурного режима почв под хлопчатником (сорт 108-Ф) за вегетацию 1960 г. Первые работы по изучению термического режима на хлопковых полях в Вахшской долине начаты А. В. Николаевым [8], который на основе эпизодических наблюдений в травостое дал количественную оценку изменения температуры почвы под влиянием затенения.

Приводимые в настоящей статье результаты исследований получены на полях тонковолокнистого хлопчатника (сорт 5595-В). Поскольку

подобные исследования на полях с новыми сортами в Вахшской долине проведены впервые, полученные результаты могут быть использованы для характеристики термического режима почв районов — аналогов, культивирующих тонковолокнистые сорта.

Экспериментальные наблюдения проводились на опытно-балансовом участке Курган-Тюбинской гидрогеологической партии Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР. Опытно-балансовый участок площадью 152,7 га расположен на третьей террасе левого берега р. Вахш в пределах крупного чашевидного понижения мезорельефа на землях колхоза им. Ленина, в 10 км юго-западнее г. Курган-Тюбе. Абсолютные отметки района около 400 м. Основная площадь участка занята староорошаемыми светлосероземно-луговыми почвами, среди которых преобладают средне- и слабозасоленные разности. Орошение осуществляется водой магистрального арыка Джой-Бор с летними расходами 18—20 м<sup>3</sup>/сек. Помимо хлопчатника в севооборот включена также люцерна и кукуруза. Около 10% территории занимают перелог и солончаки. За вегетационный период посеы хлопчатника получают в среднем 5—8 поливов с нормой 700—2000 м<sup>3</sup> воды каждый. Режим уровня грунтовых вод формируется под влиянием водоподачи на орошение. Максимальные уровни приходятся на июль—август (до 1 м и менее), минимальные — на январь—февраль (до 4,5 м).

Для выяснения различий в температурном режиме почв хлопкового поля и неорошаемого оголенного участка проведены параллельные наблюдения в течение года на хлопковом поле и метеорологической станции Курган-Тюбе, которая располагалась на территории опытно-балансового участка. Периодические поливы окружающих полей хлопчатника и люцерны оказывали большое влияние на метеорологический режим неорошаемой площадки метеостанции. Особенно большую роль в температурном режиме почвы зоны аэрации играют грунтовые воды, которые залегают здесь на небольшой глубине (табл. 1).

Таблица 1

Уровень грунтовых вод на площадке метеостанции. 1966 г.

Уровень	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средний . .	1,50	1,38	0,84	0,98	0,93	0,86	0,74	0,72	0,80	0,90	1,25	1,26	1,01
Высший . .	1,42	0,79	0,70	0,81	0,42	0,82	0,62	0,68	0,57	0,69	1,20	1,19	0,42
Низший . .	1,57	1,63	1,02	1,12	1,29	0,89	0,85	0,78	0,92	1,04	0,29	1,32	1,63

Анализ параллельных наблюдений показывает, что режим температуры почвы хлопкового поля в условиях Вахшской долины имеет ярко выраженные особенности. На рис. 1 а, б представлены термоизоплеты почвы на хлопковом поле и площадке метеостанции по наблюдениям 1966 г. Сезонная динамика температуры почвы подчинена ходу температуры воздуха. Температура почвы меняется от 2—6° зимой до 28—30° летом на поверхности хлопкового поля и 30—38° на оголенной поверхности. Максимум отмечается в июне на поле хлопчатника и в июле—августе на оголенной площадке, а минимум в декабре—январе. Абсолютный максимум составляет 56° на хлопковом поле и 72° на оголенной поверхности (июль).

В зимнее время температура поверхности почвы выше температуры воздуха, что может быть объяснено значительным прогреванием почвы под действием солнечной радиации. В Вахшской долине радиационный баланс в продолжении почти всей зимы положителен [7]. Другой при-

чиной повышения температуры поверхности почвы является вынос тепла из более глубоких слоев, которые также служат источником приходящего к поверхности почвы тепла. Примерно в конце марта происходит заметное сближение температур почвы и воздуха. Затем начинается рост

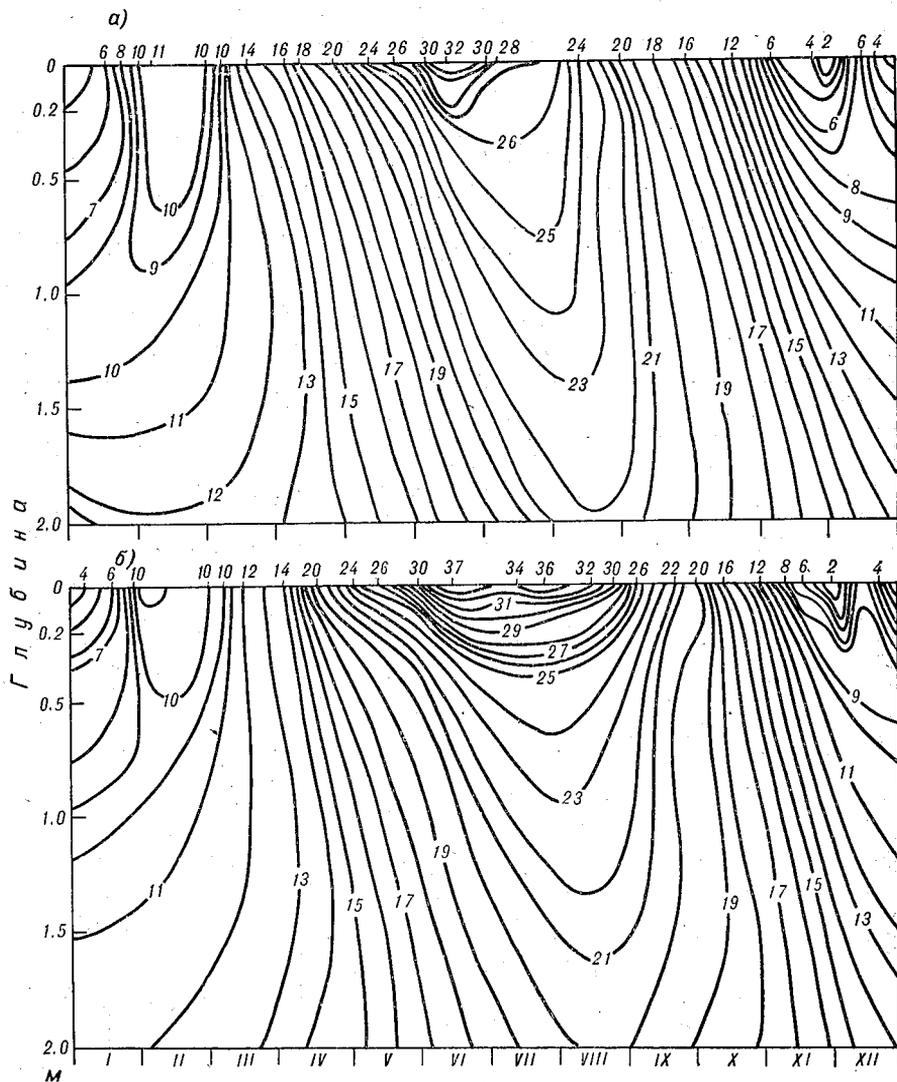


Рис. 1. Термоизоэплеты почвы, Вахшская долина, 1966 г.

а — хлопковое поле; б — площадка метеостанции.

температуры почвы. В течение летних полутора—двух месяцев (июль—август) наблюдается выравнивание термоизоэплет, особенно в верхнем полуметровом слое на оголенной площадке. Такое четкое распределение температур по вертикали является следствием близкого стояния грунтовых вод, оказывающих нивелирующее действие на распределение температур. На хлопковом поле грунтовые воды залегают на глубине около 1,5 м, поэтому происходит более глубокое прогревание зоны аэрации.

Для годового хода температуры почвы характерно различие во времени наступления максимумов и минимумов на разных глубинах. По сравнению с контролем на хлопчатнике отмечается опережение наступления максимальных температур в слое 0—20 см в среднем на 1 месяц (июнь), что соответствует фазе бутонизации на хлопковом поле. Для глубин 20—50 см максимум наступает в период бутонизации—цветения, причем на поле под хлопчатником на этих глубинах также отмечается некоторое опережение в наступлении максимумов. Для глубин 50—100—200 см максимумы отмечаются в период плодообразования—созревания (август—сентябрь). Для этого времени характерна сравнительная однородность температур по всему профилю корнеобитаемого слоя, которая благоприятствует созданию оптимальных условий для развития хлопчатника.

По данным Л. Н. Бабушкина [2], развитие корневой системы хлопчатника опережает накопление зеленой массы в первые месяцы жизни сеянца. Во взрослом состоянии корни уходят на глубину 1,5—2 м, а иногда и более, причем диаметр распространения корней достигает 1,5—2 м. Наличие высоких температур в верхнем полуметровом слое почвы при условии достаточной обеспеченности влагой и минеральным питанием в ранние фазы развития и сохранение одинаково высоких температур во всем слое корнеобитания в дальнейшем создает оптимальные условия для развития корневой системы и растения в целом. Сохранение однородной температуры по глубине в период созревания положительно сказывается на скорости созревания хлопчатника, а наличие довольно высоких температур (15—20°) в корнеобитаемом слое до конца вегетации благоприятствует накоплению урожая до наступления морозного периода. Заморозки на поверхности почвы по ст. Курган-Тюбе отмечаются с 31 октября по 23 марта. При сохранении теплой и сухой погоды в зимние месяцы температура почвы может подниматься до 10° и более не только на поверхностном слое, но и до глубины 50 см. Кратковременное промерзание почвы в долине отмечено до глубины 6 см. (21 1954 г.). В 91% всех зим температура почвы под оголенной поверхностью (0,05 м) не опускается ниже 0°. Под естественной поверхностью температура почвы выше 0° наблюдается в 86% всех зим [10].

На глубинах 1—2 м минимальные температуры почвы не опускаются ниже 10°. Такие условия весьма благоприятны для протекания микробиологических процессов во всем почвенном горизонте в течение всего года.

Особенности режима температуры почвы на орошаемом хлопковом поле и на оголенной площадке проявляются не только в общем ходе за период вегетации, но также и в суточных изменениях. Температура в поверхностном слое почвы на обоих участках имеет ярко выраженный суточный ход с максимумом в дневные часы и минимальными значениями в ночные или ранние утренние часы. Хотя общий характер хода температуры на всех глубинах в основном сохраняется, однако в различные периоды вегетации имеют место некоторые особенности.

В период посев—всходы температура почвы на хлопковом поле мало отличается от температуры оголенной площадки (рис. 2а). Дневной прогрев слоя почвы до глубины заделки семян (5—10 см) на обоих участках очень велик и достигает 26—28° между 13—16 час. Ночью температура может понижаться до 10—12°.

В период бутонизации—цветения, несмотря на сильное прогревание верхнего горизонта почвы на обоих участках, температура почвы на контрольном выше температуры поверхности почвы на участке под хлопчатником, разности температур достигают 10—12° (рис. 2б).

К началу плодообразования увеличивается затененность почвы под хлопчатником, в результате чего характер распределения температуры здесь еще существеннее отличается от распределения температуры на оголенной площадке (рис. 2в). Изоплеты температуры по всей глубине почвенного профиля на хлопчатнике сильно разрежены, тогда как на контрольной площадке в это же время наблюдается значительное проникновение тепла в глубь почвы, и термоизоплеты распределяются

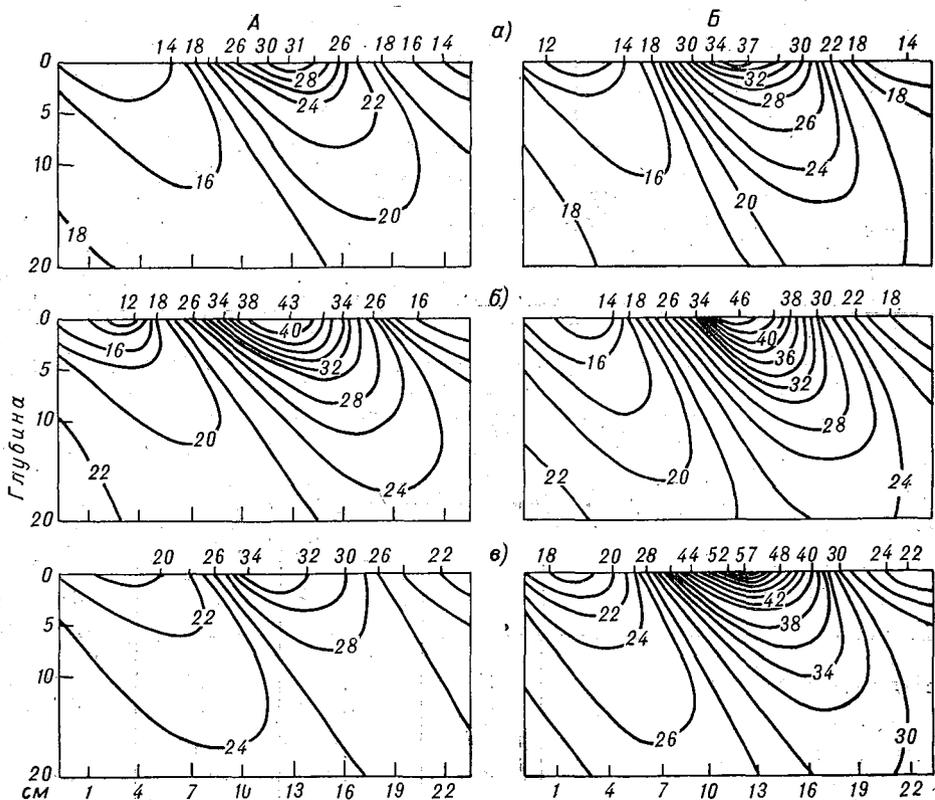


Рис. 2. Термоизоплеты суточного хода по фазам развития растений на хлопковом поле (А) и на площадке метеостанции (Б).

а — посев—всходы, б — всходы—бутонизация, в — цветение—плодообразование.

довольно равномерно по глубине. Дневные разности температур на поверхности достигают  $25^{\circ}$ . Ночью разности значительно уменьшаются, причем в результате сильного выхолаживания температура на оголенной поверхности оказывается ниже, чем температура почвы под растениями.

В период созревания растений под влиянием значительного затенения растительным покровом и уменьшения общего потока радиации к поверхности почвы суточные амплитуды температуры уменьшаются.

На оголенной площадке изменение температуры с глубиной характеризуется большими вертикальными градиентами в приповерхностном слое, что обусловлено сильным прогреванием днем и ночным выхолаживанием более сухого и менее теплопроводного оголенного слоя почвы. В то же время в верхнем слое орошаемого хлопкового поля значительных изменений температуры с глубиной не наблюдается (рис. 3).

Изменение суточных амплитуд температуры почвы на хлопковом поле и на площадке метеостанции за период вегетации хлопчатника можно видеть по данным табл. 2, которая показывает постепенное уменьшение суточных амплитуд температуры почвы с глубиной в течение вегетации. Некоторое увеличение суточной амплитуды в последние

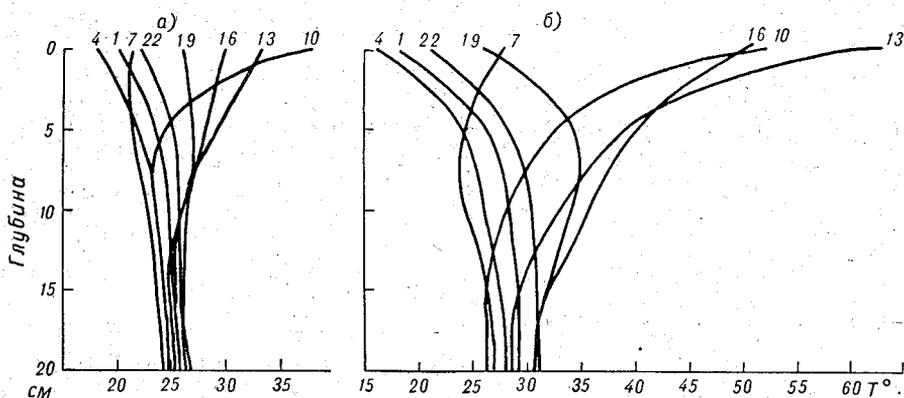


Рис. 3. Распределение температуры почвы по глубине в фазу плодообразования хлопчатника.

а — хлопковое поле, б — площадка метеостанции.

Таблица 2  
Суточная амплитуда температуры (град.) почвы по глубинам на хлопковом поле (1-я строка) и площадке метеостанции (2-я строка)

Фаза развития	Глубина, см			
	0	5	10	20
Всходы — бутонизация	31	12,0	7,6	3,0
	33	15,4	10,4	4,9
Бутонизация	32	11,2	7,0	3,1
	42	15,0	10,2	4,3
Цветение	13	6,3	3,7	1,8
	39	13,5	9,5	4,2
Плодообразование	13	7,0	4,3	2,3
	40	14,3	10,5	4,7
Созревание	19	8,2	4,8	2,2
	38	18,1	11,4	3,4
После прекращения вегетации	13	5,5	3,5	2,0

периоды вегетации обусловлено уменьшением затененности почвы в связи с обезлиствлением под влиянием дефолиации и сборов хлопка. По сравнению с поверхностным слоем суточная амплитуда температуры почвы на глубинах резко убывает. Максимальные величины их наблюдаются в начальные периоды развития хлопчатника. Затухание суточных амплитуд происходит на глубине около 50 см. При резких сменах условий теплообмена (культивация, поливы, резкие изменения погоды) температурная волна проникает вглубь на 1 м.

Помимо уменьшения амплитуд колебаний температуры почвы под хлопчатником и общего понижения ее по сравнению с температурой на

оголенной площадке, весьма существенным является сдвиг во времени наступления максимумов и минимумов температуры в зависимости от глубины. Из приведенных данных (рис. 2) видно, что наступление максимума в суточном ходе запаздывает приблизительно на 1 час 30 мин. на каждые 5 см глубины. Наступление максимумов температуры по глубинам под хлопчатником обычно запаздывает по сравнению с наступлением максимумов на оголенной площадке. Время наступления минимумов температуры почвы на хлопковом поле и оголенном участке также

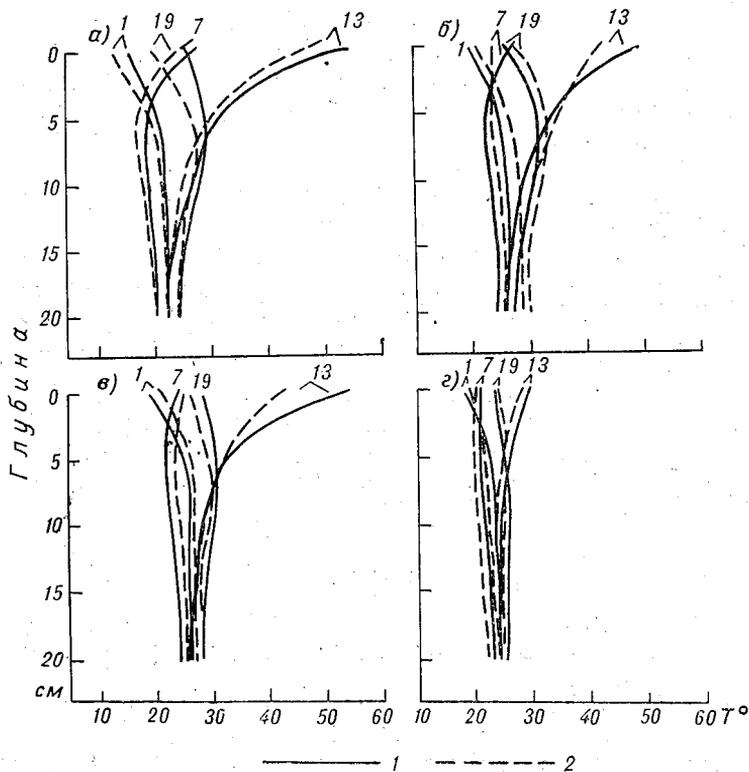


Рис. 4. Влияние поливов на температуру почвы под хлопчатником. Температура почвы до полива (1) и на второй день после полива (2).

а — 7—17 V, б — 8—12 VI, в — 7—12 VII, г — 12—15 VIII.

запаздывает с глубиной. Сдвиг во времени составляет около 2—2,5 часов на каждые 5 см глубины, причем характер подстилающей поверхности большого влияния на время наступления минимума не оказывает.

Тепловая мелиорация почвенного климата в условиях Вахшской долины осуществляется орошением. На рис. 4 показано влияние поливов на температуру в верхнем 20-сантиметровом слое почвы. Поливы снижают температуру почвы на всех горизонтах. Однако в зависимости от фазы развития хлопчатника, а также от нормы и продолжительности полива влияние их различно. Наблюдения показали, что наибольшее влияние на температуру почвы поливы оказывают в начальные периоды развития хлопчатника. По мере роста и развития культуры и увеличения затененности почвы влияние поливов на температуру почвы ослабевает. Так, в период бутонизации — цветения разности температуры почвы на поверхности днем до и после полива составляют 8—12°, на глубинах 5

и 10 см 2—3°, а на глубинах 15 и 20 см 1—2°. Ночью разности заметно снижаются.

В фазу плодообразования резкого снижения температуры почвы под влиянием полива не происходит. Разность температуры на поверхности почвы и на глубинах 5—20 см не превышает 1—2°.

В период полного развития растений в водном питании хлопчатника большую роль играют грунтовые воды, влияние которых сказывается на влагосодержании всего почвенного профиля, а прогревания почвы, как уже указывалось выше, не происходит вследствие затеяющего действия максимально развитого травостоя.

В период созревания разности температуры почвы до и после полива снова возрастают, достигая в дневное время 5° на поверхности и 2° на глубине 20 см. Значительное снижение температуры почвы под влиянием поливов в дневные часы является ярким показателем эффективности орошения.

Наиболее характерные изменения режима температуры почвы при орошении заключаются в уменьшении суточных колебаний температуры как на поверхности, так и на глубинах. Корневая система хлопчатника после полива не подвергается резким температурным изменениям, что благоприятствует поступлению влаги в растение.

Под влиянием поливов изменяются также градиенты температуры. Так, если в слое 0—5 см градиенты температуры в дневные часы перед поливом составляли 4—5 град/см, то после полива — 1,5—3 град/см.

Глубина, до которой проявляется влияние полива, различна и зависит в основном от нормы и продолжительности полива и фазы развития хлопчатника. Поливы нормами 600—700 м<sup>3</sup>/га вызывают снижение температуры почвы до глубины 50—60 см.

### Выводы

1. Вахшская долина отличается высокими температурами в корнеобитаемом слое почвы в течение всего года, которые приближаются к оптимальным для хлопчатника.

2. Основным фактором, влияющим на режим температуры почвы на хлопковом поле, является степень затенения почвы растительным покровом. С ростом и развитием растений различия температуры между оголенной поверхностью и почвой под хлопчатником возрастают. На поверхности почвы и в самых верхних горизонтах наибольшие различия (до 25° и более) приходится на дневные часы в фазу плодообразования. С глубиной максимальные температуры запаздывают, при этом разности уменьшаются, составляя на глубине 20 см около 2—4° в эту же фазу.

3. Грунтовые воды оказывают нивелирующее действие на распределение температур почвы в зоне аэрации.

4. Поливы вносят существенные дополнительные изменения в режим температуры почвы под хлопчатником, резко снижая температуру почвы в дневные часы (до 12°) и уменьшая суточные амплитуды как на поверхности, так и на глубинах.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат Б. А., Зуев М. В. Микроклимат хлопкового поля. Хлопчатник I. II. Изд. АН УзССР, 1957.
2. Бабушкин Л. Н. Агроклиматическое районирование хлопковой зоны Средней Азии. Гидрометеоиздат., Л., 1960.
3. Бабушкин Л. Н. Некоторые особенности режима температуры почвы на хлопковом поле. Труды ТГО, вып. 7(8), 1952.

4. Д ж а л и л о в А. Ш. Тепловой баланс орошаемого хлопкового поля. Изв. АН ТаджССР, № 2 (13), 1963.
5. З у е в М. В. Формирование микроклимата хлопкового поля. Гидрометеиздат, Л., 1956.
6. И б р а г и м о в а Э. А. О тепловом режиме почвы на полях орошаемого хлопчатника. Известия АН АзССР, сер. геол.-геогр. наук, № 5, 1965.
7. Л а п ш о в а Л. П. Испарение и тепловой баланс хлопкового поля Вахшской долины Таджикистана. Труды ГГО, вып. 214, 1967.
8. Н и к о л а е в А. В. Водный баланс хлопкового поля в условиях Вахшской долины. Труды Таджикской базы АН ССР, вып. 12, 1940.
9. С к в о р ц о в А. А. Орошение сельскохозяйственных полей и микроклимат. Гидрометеиздат, Л., 1964.
10. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы, вып. 31, ч. II, 1965.

В. Н. АДАМЕНКО

## ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС И ВОЗМОЖНОСТИ МЕЛИОРАЦИИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВЫ

Увеличение продолжительности периода вегетации, уменьшение вероятности заморозков и увеличение потока тепла в почву для создания оптимального термического режима в слое, где находится основная масса корневого аппарата растений — ризосфере, — одна из задач мелиорации микроклимата в условиях тундры и лесотундры.

В последние годы, как в СССР [6], [9], так и за рубежом, все большее применение получают методы мульчирования почвы полиэтиленовыми и полиамидными пленками, создаются современные конструкции для возделывания культур закрытого и частично закрытого грунта.

В работе Колясей В. А., Пашенко Т. Е. и Рожанской О. Д. [6] всесторонне рассмотрены результаты исследований микроклимата культуривационных сооружений — весенне-летних теплиц и легких укрытий из полиэтиленовых светопрозрачных пленок.

В настоящее время полиэтиленовые и полиамидные пленки получают более широкое распространение и на севере. Насколько известно автору, в литературе отсутствует обобщение такого опыта и оценка изменений в составляющих теплового баланса, к которым приводит использование мульчирования пленками в Заполярье.

В связи с этим летом 1966 г. были поставлены специальные наблюдения на опытных делянках, разбитых в долине р. Пясины на 73,5° с. ш. на Таймырском полуострове. Была поставлена задача определить в течение полевого сезона составляющие теплового баланса высокоширотной тундры и оценить возможные изменения, которые могут быть вызваны искусственно путем использования в качестве мульчи полиэтиленовых пленок, а также путем снятия верхнего теплоизолирующего мохового слоя.

Наблюдения были организованы на нескольких делянках (площадь каждой около 15 м<sup>2</sup>): № 1 — естественная поверхность тундры (контроль); № 2 — делянка со снятым верхним теплоизолирующим слоем мха толщиной 2—5 см, покрытая полиэтиленовой пленкой без возможности проветривания; № 3 — естественная поверхность тундры, покрытая полиэтиленовой пленкой.

Полиэтиленовая пленка покрывала поверхность почвы так, что между нею и пленкой оставалось воздушное пространство, а расстояние от пленки до поверхности почвы было около 10—15 см. Края покрытия закапывались в землю и присыпались слоем дерна и камней, что обеспечивало его устойчивость даже при ветрах штормовой силы.

На каждой из площадок устанавливались следующие приборы: датчики температуры ММТ-4 с отводом к дистанционному мосту конструкции В. Н. Сварчевского [3]. Датчики устанавливались на глубинах 5, 10, 15, 20 см. На площадках № 1 и 2 устанавливались взаимно сверенные тепломеры конструкции Д. П. Беспалова [4]. Результаты сверки представлены на рис. 1 и указывают на их взаимосравнимость. На основании этого можно, имея данные наблюдений по тепломерам непосредственно в поле оценивать микроклиматический эффект полиэтиленового покрытия при различных типах погоды.

В непосредственной близости от опытных площадок в актинометрические сроки (с интервалом в 3 часа, а при круглосуточных, учащенных сериях — с интервалом в 1 час) выполнялся полный комплекс градиентно-балансовых наблюдений по методике ГГО [7]. Наблюдения на экспериментальных площадках были проведены в июле—августе, общая продолжительность периода наблюдений — около месяца.

Рассмотрим возможные пути мелиорации термического режима почвы, основываясь на представлениях, развитых в работах по тепловому балансу подстилающей поверхности, уравнение которого запишем в виде

$$B = L + V + P, \quad (1)$$

где  $B$  — радиационный баланс (остаточная радиация),  $L$  — тепло, затрачиваемое на суммарное испарение, связанное с турбулентным влагообменом;  $V$  — поток тепла в воздух, идущий от деятельной поверхности в результате турбулентного теплообмена;  $P$  — поток, поступающий в почву.

Радиационный баланс, или остаточная радиация, равен

$$B = (D + S')(1 - \alpha) - E_n + E_a = B_k - E^*, \quad (2)$$

где  $D$  — рассеянная радиация;  $S'$  — прямая радиация;  $\alpha$  — отношение отраженной радиации к суммарной (альбедо);  $E_n$  — длинноволновое (собственное) излучение подстилающей поверхности;  $E_a$  — длинноволновое (встречное) излучение атмосферы;  $B_k$  — поглощенная коротковолновая радиация;  $E^*$  — эффективное излучение.

Другие члены уравнения теплового баланса (1) запишем в виде

$$L = -k_1 \alpha \frac{dq}{dz}, \quad (3)$$

$$V = -k_1 \rho C_p \frac{dt}{dz}, \quad (4)$$

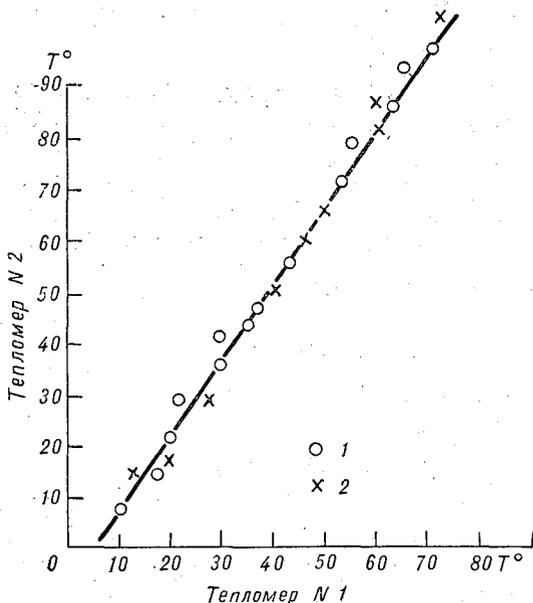


Рис. 1. Соотношение отсчетов контрольного тепломера № 1 и тепломера № 2, устанавливаемого на опытной делянке, до начала опыта (1) и после него (2).

где  $k_1$  — коэффициент турбулентности на высоте 1 м, равный

$$k_1 = 0,104 \Delta u \left( 1 + 1,38 \frac{\Delta t}{\Delta u^2} \right) \quad (5)$$

или

$$k_1 = 0,164 \frac{1}{\ln \frac{1}{z_{00}}} u_1 \left( 1 + 7,5 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right). \quad (6)$$

В уравнениях (3) — (6)  $\rho$  — плотность воздуха,  $\rho = 1,293 \cdot 10^3$  г/см<sup>3</sup>;  $C_p$  — теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $\frac{dt}{dz}$ ,  $\frac{dq}{dz}$  — градиенты температуры и удельной влажности, соответственно, причем  $q = 0,622 \frac{e}{p_a}$ , где  $e$  — упругость водяного пара,  $p_a$  — атмосферное давление;  $\Delta u$ ,  $\Delta t$  — разности скоростей ветра и температур воздуха на высоте 2 и 0,5 м;  $u_1$  — скорость ветра на высоте 1,0 м;  $a$  — скрытая теплота парообразования,  $a \cong 600$  кал/г;  $z_{00}$  — (параметр шероховатости) высота, на которой отсутствует поступательное движение воздуха, скорость ветра стремится к нулю при равновесной стратификации атмосферы.

Поток тепла в почву  $P$  равен

$$P = -\lambda \frac{dt}{dz}, \quad (7)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности почвы;  $\frac{dt}{dz}$  — градиент температуры почвы.

Перепишем (1) в виде

$$P = B - V - L. \quad (8)$$

Анализ параметров, входящих в выражения (1) — (8), позволяет наметить возможные пути воздействия на тепловой режим почв.

1. Изменение приходной части уравнения (1) теплового баланса достигается путем изменения альбеда  $\alpha$  в (2) или путем изменения величины  $(D + S')$  суммарной радиации. Альbedo изменяется путем воздействия на отражательные свойства подстилающей поверхности — мульчированием удобрениями более темного (светлого) цвета, чем сама поверхность (например, чернением сажки или применением известковых удобрений), покрытием различными пленками (например, темными полиамидными и т. д.).

Суммарная радиация под влиянием мульчирования пленками изменяется, но при этом уменьшается и эффективное излучение  $E^*$  в (2). Однако даже в теплицах, где ослабление  $D + S'$  наиболее велико, различия в суточных суммах  $B$  в теплице и на открытом грунте не превышают 20—30% [6].

2. Увеличение потока тепла в почву  $P$  возможно путем уменьшения затрат тепла на испарение  $L$ , что в нашем случае осуществляется ограничением какого-то сравнительно небольшого объема воздуха светопрозрачным материалом. При мульчировании пленкой на ее внутренней поверхности благодаря перепаду температур внутри закрытого грунта и снаружи конденсируется влага с выделением скрытого тепла конденсации  $a$ .

3. Уменьшение турбулентной (4) теплоотдачи  $V$ , как следует из (1) и (8), увеличивает поток тепла  $P$ , поступающий в почву.

Из (3)—(6) следует, что  $V$  и  $L$  зависят от коэффициента турбулентности  $k_1$ , градиентов температуры  $\frac{dt}{dz}$  и удельной влажности  $\frac{dq}{dz}$ . Из (5) и (6) следует, что коэффициент турбулентности  $k_1$ , в свою очередь, определяется перепадом скорости ветра  $\frac{du}{dz}$ , т. е. зависит от скорости ветра  $u_1$  и параметра шероховатости  $z_{00}$ .

При мульчировании в приповерхностном слое от подстилающей поверхности до пленки имеет место снижение скорости ветра до нуля, что приводит к существенному изменению характера теплообмена — из турбулентного он становится конвективным, а коэффициент турбулентности  $k_1$  становится равным нулю. Если же рассматривать приземный слой атмосферы вверх от поверхности пленки, то и в этом случае, как следует из (6), должно быть уменьшение  $k_1$  вследствие уменьшения параметра шероховатости.

4. Изменение потока тепла в почву может быть осуществлено путем воздействия на теплофизические характеристики почвы [9]: плотность, влажность, теплоемкость, теплопроводность и теплопроводность, связанные между собою известным соотношением

$$\lambda = KC, \quad (9)$$

где  $\lambda$  — теплопроводность почвы;  $K$  — теплопроводность почвы;  $C$  — теплоемкость почвы.

Существует целый ряд агротехнических приемов такого воздействия — прикатка почвы, боронование, безотвальная вспашка, лущение, оставление стерни, гребневая культура, снегозадержание, приводящее к уменьшению «запасов холода» в зимнее время и увеличению  $\frac{dt}{dz}$  весной и в начале лета.

Наблюдения, проведенные в Таймырской тундре, дали массовый материал, позволяющий оценить мелиоративную эффективность почти всех из рассмотренных выше возможных путей воздействия на термический режим почвы.

Обработка наблюдений проводилась по методике, изложенной в [7]. Расчет турбулентных потоков тепла и влаги производился по методике, предложенной М. И. Будыко [5]. Поток тепла в почве  $P$  определялся из уравнения теплового баланса (8).

Величины  $B$ ,  $V$ ,  $L$  определялись независимым способом,  $P$  определялся как остаточный член из уравнения (1). Это связано с тем, что для независимого определения  $P$  необходимы данные о теплопроводности почвы или данные о ее влажности для расчета потока тепла по схеме Г. Х. Цейтина [10]. Поскольку такие данные отсутствовали, поток тепла  $P$  мог быть определен только из уравнения теплового баланса.

Особенностью методики расчета  $B$ ,  $L$ ,  $V$ , использованной в работе, является графическое интегрирование кривых суточного хода этих составляющих теплового баланса.

На рис. 2 в качестве примера приведен один из графиков, иллюстрирующий достаточно четко выраженный суточный ход составляющих баланса  $B$ ,  $L$  и  $V$ , связанный с суточным ходом высоты солнца. По-видимому, использование графического интегрирования при наличии данных учащенных наблюдений за составляющими теплового баланса позволяет в значительной степени уменьшить интерполяционные ошибки, особенно в условиях переменной облачности и значительной порывистости ветра.

Для изучения эффектов черного пара и мульчирования поверхности полиэтиленовыми пленками, получающими в настоящее время все большее развитие [6], [9], была использована следующая методика.

До и после постановки опыта тепломеры, установленные на одной и той же глубине, в условиях одного и того же увлажнения и механического состава почвы, взаимно сверялись. На рис. 1 приведен результат такого сравнения, указывающий на хорошее согласование потоков тепла, измеренных приборами, что позволило использовать приборы для изучения пространственной изменчивости потоков тепла, а также для оценки эффектов мелиорации термического режима грунта в относительных, взаимосопоставимых единицах.

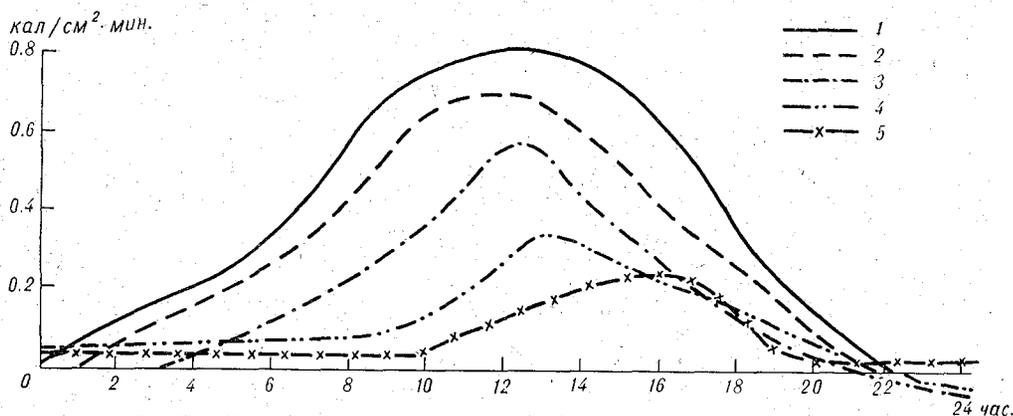


Рис. 2. Суточный ход составляющих теплового и радиационного баланса в период ясной погоды 10—11 августа 1966 г.

1 — суммарная радиация  $Q$ , 2 — поглощенная коротковолновая радиация  $B_k$ , 3 — радиационный баланс  $B$ , 4 — затраты тепла на испарение  $L$ , 5 — турбулентный теплообмен  $V$ .

Таблица 1

Составляющие радиационного и теплового баланса (кал/см<sup>2</sup>·сутки) по данным наблюдений на Таймырском полуострове

Составляющие баланса	Контроль, естественная поверхность, тундра	Черный пар, мульчированный полиэтиленом	Средние многолетние данные, полученные интерполяцией по [1]
Суммарная радиация $Q$ . . . . .	550	380	370
Поглощенная неравноволновая радиация $B_k$ . . . . .	440	340	—
Радиационный баланс $B$ . . . . .	270	280	220
Затраты тепла на испарение $L$ . . . . .	100	120	100
Затраты тепла на турбулентный теплообмен $V$ . . . . .	90		50
Поток тепла в почву $P$ . . . . .	80	155	70 <sup>1</sup>
$Q/B$ . . . . .	2,0	1,4	1,7
$B_k/B$ . . . . .	1,6	1,2	—
$L/B$ . . . . .	0,37	0,43	0,5
$V/B$ . . . . .	0,33		0,2
$P/B$ . . . . .	0,30		0,3

<sup>1</sup> Получено по уравнению теплового баланса как остаточный член.

В табл. 1 приведены данные, характеризующие составляющие теплового баланса, полученные путем расчета и осреднения за 11 суток круглосуточных учащенных наблюдений, когда преобладала малооблачная и переменная погода. Там же представлены результаты расчета аналогичных данных для экспериментальной площадки и средние многолетние характеристики составляющих теплового и радиационного баланса, полученные интерполяцией по «Атласу теплового баланса» [1].

Как следует из табл. 1, на турбулентный тепло- и влагообмен затрачивается несколько больше половины радиационного баланса, на поступление тепла в почву — несколько более 40%.

Сравнение полученных значений  $B$ ,  $L$ ,  $V$ ,  $P$ ,  $Q$  с климатологическими нормами, приведенными в Атласе [1] и в табл. 1, позволяет отметить, что результаты расчета составляющих теплового баланса по данным экспедиционных наблюдений согласуются с данными климатологического расчета, если учесть следующие обстоятельства. Как показывает анализ метеорологических и синоптических данных, условия лета 1966 г. характеризовались повышенной облачностью и увлажненностью Таймырского полуострова по сравнению со средним многолетним режимом. Кроме того, расчеты по данным наблюдений характеризуют условия какого-то одного периода в году (третья декада июля, первая декада августа), поэтому трудно ожидать полного совпадения сопоставляемых данных.

Ошибка интерполяции и осреднения данных, снятых с карт [1], также приводит к определенным расхождениям.

На теплообмен в условиях естественной поверхности тундры, а также на затраты тепла на испарение (табл. 1), как по данным наблюдений, так и по данным «Атласа», затрачивается более 60% радиационного баланса.

Затраты тепла на прогревание и оттаивание почвы в условиях многолетнемерзлых пород Таймырского полуострова по средним данным [1] и по данным наблюдений составляют около 30% радиационного баланса.

Следует отметить, что небольшие размеры экспериментальных делянок не позволяют широко распространять полученные результаты. Эти данные (табл. 1) позволяют оценить характер изменений и считать их типичными для условий грядковой культуры: делянки по размерам и форме были выполнены в виде грядок.

На рис. 3 представлены результаты сопоставления величин, пропорциональных потокам тепла на контрольной площадке (№ 1) и на площадке, покрытой полиэтиленом со снятым слоем мха (назовем его условно «черным паром», хотя аналогия весьма далекая).

Наиболее строгим является получение переводного множителя из выражения (7) при независимом определении  $\lambda$  и градиента температуры почвы и отсчета гальванометра  $N$ , пропорционального ЭДС тока, возникающего в цепи «тепломер-гальванометр» при поступлении тепла  $P$  в почву.

Поскольку аппаратура для независимого определения  $\lambda$  отсутствовала, был использован следующий прием. Обычно тепломеры конструкции ГГО в лабораторных условиях не тарируются. Так как методика получения переводных множителей представляет интерес, дадим ее краткое описание. Показания тепломеров (рис. 1) с весьма большой точностью согласуются друг с другом, что было определено как до начала постановки опытов, так и после них. Определив средний поток тепла в почву из уравнения теплового баланса (табл. 1), равный 80 кал/см<sup>2</sup> сутки на контрольной площадке № 1, где проводился основной комплекс градиентно-балансовых наблюдений, и средний отсчет по гальванометру тепломера, установленному на этой площадке, равный 22 единицам

деления шкалы гальванометра ГСА-1, можно определить переводный множитель контрольного тепломера, как  $80 : 22 = 3,6$  [кал/см<sup>2</sup> × единица деления гальванометра]. Отсчет по гальванометру тепломера, установленному на опытной делянке № 3 равен 56,2. Используя график сравнения контрольного тепломера № 1 и тепломера опытной делянки № 3 при наблюдении по ним в период установки на контроле и на опытной площадке, переводим отсчет 56,2 в единицы шкалы гальванометра контрольного тепломера (рис. 3). Получаем, что он равен 43 делениям

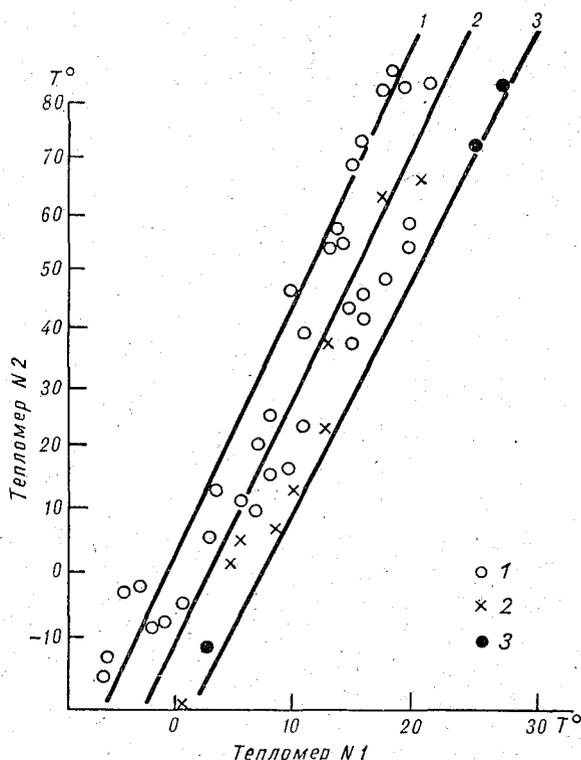


Рис. 3. Соотношение отсчетов контрольного тепломера № 1 и тепломера № 2, установленного на площадке со снятым теплоизолирующим слоем, покрытой полиэтиленовой пленкой.

1 — ясная и малооблачная погода, 2 — средние условия, 3 — пасмурная и дождливая погода.

гальванометра контрольного тепломера. Имея переводный множитель контрольного тепломера, определяем поток тепла на экспериментальной делянке в энергетических единицах, как  $43 \times 3,6 = 155$  [кал/см<sup>2</sup> сутки].

Таким образом, применение мульчирования полиэтиленовой пленкой и снятие теплоизолирующего слоя увеличило в среднем (табл. 1) поток тепла, поступающий в почву, в 2 раза и привело к существенному изменению количественных величин и соотношений теплового баланса.

О значительном увеличении теплового потока в почву свидетельствуют и некоторые характеристики термического режима (табл. 2), полученные в период проведения опытов.

Для более точной оценки потока тепла и его изменения под влиянием мелиоративных приемов необходимо определение всех составляющих теплового баланса независимым способом, получение представлений об

Таблица 2

Средние характеристики термического режима за период наблюдений  
в июле—августе 1966 г.

Глубина, см	Делянка № 1, контроль		Делянка № 2, мульча пленкой, снятие слоя мха				Делянка № 3, естественная поверхность с мульчей пленкой			
	$t$	$\Sigma t$	$t$	$\Delta t$	$\Sigma t$	$\Delta \Sigma t$	$t$	$\Delta t$	$\Sigma t$	$\Delta \Sigma t$
5	4,9	304	15,0	10,1	930	626	14,4	9,5	894	590
10	4,0	248	12,7	8,7	786	533	11,4	7,4	706	458
$\Delta z$	0,9	56	2,3	1,4	144	88	3,0	2,1	188	132

Примечание. В таблице  $t$  — средняя суточная температура почвы,  $\Sigma t$  — суммы температуры почвы,  $\Delta z$  — различия в температуре почвы по глубине,  $\Delta t$  — в температуре почвы «опытная площадка — контроль»,  $\Delta \Sigma t$  — в суммах температур «опытная площадка — контроль».

изменении коэффициентов теплопроводности почвы и других теплофизических характеристик во всем слое, на который распространяется влияние мелиоративных приемов.

Рассмотрим возможные причины изменения термического режима. Увеличение потока тепла в почву на опытных делянках № 2 и 3 связано со значительным уменьшением потоков  $V$ ,  $L$ , а также с уменьшением эффективного излучения или даже изменением его знака вследствие увеличения влажности под пленкой и появлением продуктов конденсации (так называемого конденсата) на поверхности пленки, обращенной к земле. Снятие теплоизолирующего слоя и создание «черного» пара увеличивает поглощение коротковолновой радиации под влиянием изменения альbedo, что компенсирует некоторое ослабление радиации, проникающей под пленку. Однако, как следует из сопоставления данных для площадок № 2 и 3 влияние изменения альbedo не столь существенно (табл. 2), как изменения других факторов. Расходной статьей поглощенной коротковолновой радиации является молекулярная теплопроводность, значительно меньшая, чем турбулентная теплоотдача естественной поверхности тундры.

В табл. 2 приведены некоторые средние показатели термического режима для естественной поверхности и опытных делянок, дающие представление о возможных средних эффектах мелиорации термического режима разнотравно-дриадовой полигональной высокоширотной тундры. Под влиянием мульчирования градиенты температуры в приповерхностном слое почвы увеличиваются более чем в 3 раза (табл. 2). Снятие теплоизолирующего слоя и мульчирование приводят (табл. 2) к увеличению градиента температуры в среднем более чем в 2 раза. Различия градиентов температуры на делянках № 2 и 3 объясняются неодинаковым влиянием мелиоративных приемов на теплопроводность почвы. Снятие верхнего теплоизолирующего мохово-разнотравного слоя обуславливает большее выравнивание по глубине температуры почвы на делянке № 2 по сравнению с делянкой 3, что объясняется увеличением тепло- и температуропроводности на делянке № 2.

По данным, приведенным в табл. 2, возможно независимое сравнение потоков тепла в почву на основании выражения (7), если заданы (табл. 2) градиенты температуры почвы  $\frac{dt}{dz}$  и если возможна оценка коэффициента теплопроводности. Такое сравнение можно провести для контрольной площадки (делянка № 1) и площадки с естественной поверхностью тундры, мульчированной полиэтиленовой пленкой (делянка

№ 3). Из табл. 2 следует, что только вследствие увеличения градиента температуры почвы  $\frac{dt}{dz}$  на делянке № 2 по сравнению с контролем поток тепла должен увеличиться более чем в 2 раза, что хорошо согласуется с данными расчета на основании теплового баланса. Некоторые различия в оценках  $P$  методом теплового баланса по выражению (8) и по выражению (7) объясняются тем, что увеличение градиента температуры почвы на делянке № 2 в 2,5 раза несколько компенсируется уменьшением коэффициента теплопроводности  $\lambda$  вследствие уменьшения увлажнения выпадающими осадками под влиянием мульчирования непроницаемой для осадков полиэтиленовой пленкой на делянке № 2.

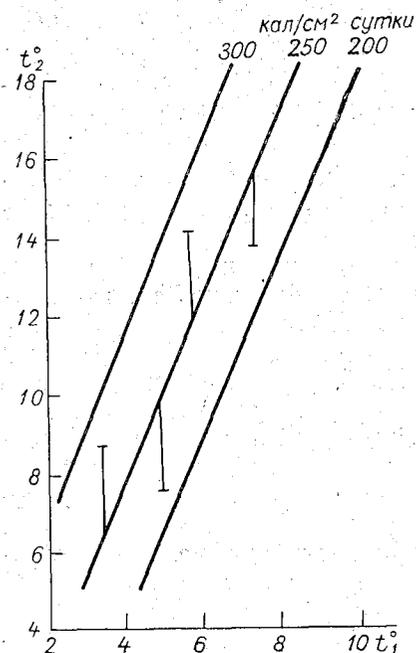


Рис. 4. Зависимость повышения температуры на глубине 10 см на делянке, покрытой полиэтиленовой пленкой  $t_2$ , от температуры на глубине 10 см на контрольной площадке  $t_1$  и радиационного баланса  $B$ .

По-видимому, следует ожидать более значительных мелиоративных эффектов в первую половину лета, когда больше интенсивность суммарной радиации и больше градиенты температуры почвы, а также больше повторяемость ясной и малооблачной погоды.

На рис. 4 приведена зависимость повышения температуры почвы на делянке № 2 от температуры почвы  $t_1$  на контрольной площадке и радиационного баланса  $B$ . При ясной маловетренной погоде мелиоративные эффекты на опытных делянках почти в 2 раза превосходят осредненные их показатели (табл. 2). Повышение температуры почвы наблюдается и при пасмурной и дождливой погоде. На основании построенной зависимости (рис. 4) возможно оценивать повышение температуры почвы, если известны характеристики радиационного режима и температура почвы контрольной площадки.

Таким образом, применение полиэтиленового покрытия является в условиях высокоширотной тундры весьма эффективным мелиоративным приемом, позволяющим увеличить суммы температур почвы в ризосфере на  $600^\circ$  и более по сравнению с естественной поверхностью тундры, т. е. более чем в 3 раза. Основное значение при этом имеет, как следует из табл. 1 и 2, уменьшение турбулентного тепло- и влагообмена.

Особенностью теплового баланса высокоширотной континентальной тундры, как показывает сравнение с данными, полученными во время экспедиционных исследований в европейской части тундры [2], является относительно большее поступление тепла в почву, хотя последнее требует дальнейшей проверки и уточнения.

Подводя итоги, можно отметить, что в результате мульчирования полиэтиленовой пленкой естественной поверхности тундры происходит увеличение потока тепла в почву не менее чем в 2 раза и сумм температуры в почве более чем в 3 раза по сравнению с контролем. При этом имеет место увеличение прогревания приповерхностного слоя почвы в 5—20 см в среднем за период наблюдений на  $7\text{--}10^\circ$  по сравнению

с естественной поверхностью тундры. В полуденное время при малооблачной погоде температура почвы в пахотном слое может быть на 15—25° выше на делянках, мульчированных полиэтиленом по сравнению с контролем. Основное значение при этом имеет уменьшение затрат тепла на турбулентный тепло- и влагообмен. Представляет интерес получение аналогичных оценок для других климатических районов, где применение мульчирования может быть также достаточно эффективным приемом воздействия на тепловой и термический режим почвы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. Будыко М. И. Междугосударственный геофизический комитет и ГГО. М., 1963.
2. Бакалов С. А., Дерюгин Б. А., Сычев К. А. Радиационный и тепловой баланс поверхности суши в Арктике. Тр. ГГО, вып. 92, 1959.
3. Беспалов Д. П., Лебедева К. Д., Сварчевский В. Н. Результаты испытания дистанционной установки для градиентных измерений температуры и влажности воздуха. Тр. ГГО, вып. 43 (105), 1954.
4. Беспалов Д. П. Методика и аппаратура для экспериментального определения теплообмена в почве. Тр. ГГО, вып. 103, 1960.
5. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, Л., 1948.
6. Колясева В. А., Пащенко Т. Е., Рожанская О. Д. Микроклимат культуривационных сооружений с пленочными покрытиями. Гидрометеиздат, Л., 1966.
7. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Под ред. Бройдо А. Г. Гидрометеиздат, Л., 1964.
8. Чудновский А. Ф. Теплообмен в дисперсных средах. Гостехиздат, 1954.
9. Чудновский А. Ф. Проблема тепловой мелиорации почв. Сб. Трудов по агрономической физике, вып. 10. Сельхозгиз, 1962.
10. Цейтин Г. Х. О вычислении коэффициента теплопроводности и потока тепла в почву по осредненным температурам. Тр. ГГО, вып. 60 (122), 1956.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИКРОКЛИМАТА СУБАРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ

В литературе имеется мало сведений о метеорологическом режиме субарктической тундры и о микроклиматических различиях между отдельными участками тундры. Некоторые авторы (Норин, Рахманова) при оценке микроклиматических различий пользуются осредненными характеристиками (средними месячными, средними суточными), применение которых целесообразно при климатических исследованиях, но малопригодно при изучении микроклимата. В интересных работах А. П. Тыртикова [6, 7] рассматривается лишь режим температуры почвы.

Летом 1966 г. группа сотрудников сектора микроклимата ГГО приняла участие в комплексной экспедиции АН СССР, организованной Ботаническим институтом АН СССР им. В. И. Комарова.

Микроклиматические наблюдения проводились в течение июля и августа, вблизи поселка Тарей, на яру, в пятнистой тундре и на полигональном болоте. Наблюдения проводились строго синхронно на всех точках круглосуточными сериями [3]. В перерывах между круглосуточными сериями проводились срочные наблюдения (по одной десятиминутной серии каждые три часа).

На точках проводились наблюдения:

- 1) за температурой и влажностью воздуха по аспирационным психрометрам на высотах 20, 50 и 150 см от поверхности почвы;
- 2) за температурой почвы на поверхности по срочным и предельным термометрам на глубинах 5, 10, 15 см и на глубине 20 см по термометрам Савинова;
- 3) за скоростью ветра на высотах 100 и 200 см по ручным анемометрам, направление ветра фиксировалось с помощью вымпелов.

По типам погоды период экспедиционных наблюдений можно разделить на две части. Для периода с 24 июля по 1 августа характерна солнечная погода со сравнительно высокой температурой — днем 15—20°, ночью 10° и выше, большими скоростями ветра — до 8—12 м/сек. восточного и юго-восточного направления. В период 2—12 августа наблюдалась более холодная, пасмурная погода, даже днем температура воздуха не поднималась выше 10°, направление ветра С и СЗ, скорости небольшие — до 1—3 м/сек.

Несмотря на полярный день, четко выражен суточный ход метеорологических элементов: суточная амплитуда температуры составляет в солнечную ветреную погоду 8—10° на высоте 150 см, относительной

влажности — 40%. Для такого типа погоды характерны малые вертикальные градиенты температуры и абсолютной влажности воздуха. Стратификация атмосферы близка к равновесной. В табл. 1 приводятся значения  $\frac{\Delta t}{u^2}$ , характеризующие устойчивость атмосферы ( $\Delta t$  — разность температур воздуха на высотах 20 и 150 см,  $u$  — скорость ветра на высоте 1 м). Согласно этой таблице слабонеустойчивые состояния наблюдаются примерно с 4 час. утра (высота солнца около 15°) до 16—17 час. (высота солнца около 25°), остальное время суток имеет место равновесное и устойчивое состояние атмосферы. Согласно С. А. Сапожниковой [5], в средних широтах переход к инверсионным состояниям происходит при высотах солнца 10—15°. Очевидно, эта закономерность справедлива и для северных широт. Несколько большие высоты солнца к моменту установления инверсионного распределения в приведенном примере можно объяснить влиянием больших скоростей ветра. Поступление тепла к земной поверхности при низких высотах солнца настолько мало, что устойчивая стратификация наблюдается при рассмотренном типе погоды около 12 час. в сутки.

Таблица 1

Показатель устойчивости атмосферы  $\left(\frac{\Delta t}{u^2}\right)$

Часы	Место наблюдений			
	яр 25—28 VII	болото 25—28 VII	яр 30—31 VII	пятнистая тундра 30—31 VII
10	0,028	0,016	0,007	0,012
13	0,002	0,005	0,002	0,015
16	—0,003	0,000	—0,006	0,004
19	—0,006	0,000	—0,001	—0,007
21	—0,004	—0,003	—0,002	—0,007
1	—0,001	—0,007	—0,001	—0,001
3	—	—0,002	—0,003	—0,003
5	0,004	0,006	0,000	0,003

В табл. 2 приводятся значения коэффициента обмена, подсчитанные по методу М. И. Будыко [2], а также затраты тепла на испарение и поток тепла в воздух, полученные с помощью диффузионного метода. Данные осреднены по типам погоды и для разного времени суток. В ясную ветреную погоду значения коэффициента турбулентного обмена составляют днем — 0,25 м<sup>2</sup>/сек., уменьшаясь до 0,16 м<sup>2</sup>/сек. ночью. Такие сравнительно большие значения коэффициента обмена обусловлены прежде всего динамическим фактором турбулентности, т. е. большими скоростями ветра. При небольших скоростях ветра (<5 м/сек.) интенсивность турбулентного обмена уменьшается.

Несмотря на большую влажность почвы, испарение невелико, в ряде случаев турбулентный поток тепла в воздух может быть даже больше, чем затраты тепла на испарение (табл. 2). Суточные суммы испарения в ясную теплую погоду не превышают 1,5—2,0 мм. Вполне возможно, что такой небольшой расход тепла на испарение обусловлен физиологическими особенностями тундровых растений, которые в процессе своей вегетации должны экономно расходовать небольшое количество тепловой энергии, получаемое в этих широтах.

Таблица 2

Значения коэффициента турбулентного обмена, затраты тепла на испарение и поток тепла в воздух

	Ясно, $u > 5$ м/сек.				Пасмурно, $u < 5$ м/сек.			
	утро (4—7 час.)	день (10—16 час.)	вечер (17—21 час.)	ночь (22—3 часа)	утро (4—7 час.)	день (10—16 час.)	вечер (17—21 час.)	ночь (22—3 часа)
Коэффициент турбулентного обмена, м <sup>2</sup> /сек	0,17	0,25	0,22	0,16	0,12	0,16	0,05	
Затраты тепла на испарение, кал/см <sup>2</sup> ·мин	0,08	0,06	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	
Поток тепла в воздух, кал/см <sup>2</sup> ·мин	0,02	0,16	0,01	—0,02	0,06	0,03	—0,01	

В районе проводившихся наблюдений выделяются несколько разновидностей тундровых участков (пятнистая и бугорковая тундра, полигональные болота, яры). Из всех перечисленных разновидностей по обилию ярких цветов выделяются яры — солнечные, высокие берега реки. Даже без постановки специальных наблюдений можно по фитоиндикаторам сделать заключение, что это наиболее благоприятные местоположения для произрастания растений. Т. А. Голубова рассчитала количество прямой солнечной радиации, поступающей в июле на горизонтальную поверхность и на склон крутизной 25° (средняя крутизна яра) для района работ экспедиции. Результаты этих подсчетов представлены на рис. 1, по которому видно, что с 7 час. утра и до 17 час. вечера южный склон получает большее количество радиации, чем горизонтальная поверхность, в период с 10 до 14 час. увеличение прямой солнечной радиации на ярах составляет 40—45%. В переходные часы (17—20 час. и 4—7 час.) горизонтальная поверхность получает солнечного тепла больше, чем южный склон, а с 20 час. до 4 час. утра поступление солнечной радиации на яры вообще равно нулю. В среднем за сутки яр получает больше прямой солнечной радиации всего на 12%. Эта цифра еще раз указывает на неприменимость средних суточных характеристик для микроклиматических оценок.

Дополнительный приток солнечной радиации днем на ярах обеспечивает избыток тепла по сравнению с другими участками тундры. На рис. 1 представлен также суточный ход температуры поверхности почвы яра и пятнистой тундры, который хорошо согласуется с суточным ходом радиации: днем поверхность почвы яра теплее на 8—9°, ночью холоднее на 1—3°, кривые пересекаются около 6—7 час. утра и 18—19 час. вечера, т. е. примерно в то же время, когда наблюдается изменение в соотношении количества прямой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность и на яр. Температура почвы на глубинах в течение всех суток выше на яру, чем на других участках тундры (рис. 2). Причем на глубине 5 см на яру наблюдается заметный суточный ход с амплитудой свыше 5°, а на пятнистой тундре и болоте суточная амплитуда на этой же глубине не превышает 3°. На глубине 20 см суточный ход почти не выражен, амплитуда на яру около 1°, на других точках 0,1—0,2°. Отсутствие суточного хода температуры почвы на глубине 20 см отмечено А. П. Тыртиковым [7] для зоны тундры.

Поскольку суточный ход на яру и других участках тундры неодинаковый, то имеет место и суточный ход разностей температуры почвы между яром и пятнистой тундрой или болотом на глубине 5 см, так, в 12—13 час. эти разности составляют 6—8°, а в 3—4 час. 3—5°. На глубине 20 см яр теплее, чем пятнистая тундра, на 1,5—2,0° в течение всех суток, а по сравнению с полигональным болотом примерно на 4°. Температура воздуха в приземном слое днем несколько ниже, ночью выше (различия на высоте 20 см и 150 см составляют 1,0—1,5° в 12—13 час.

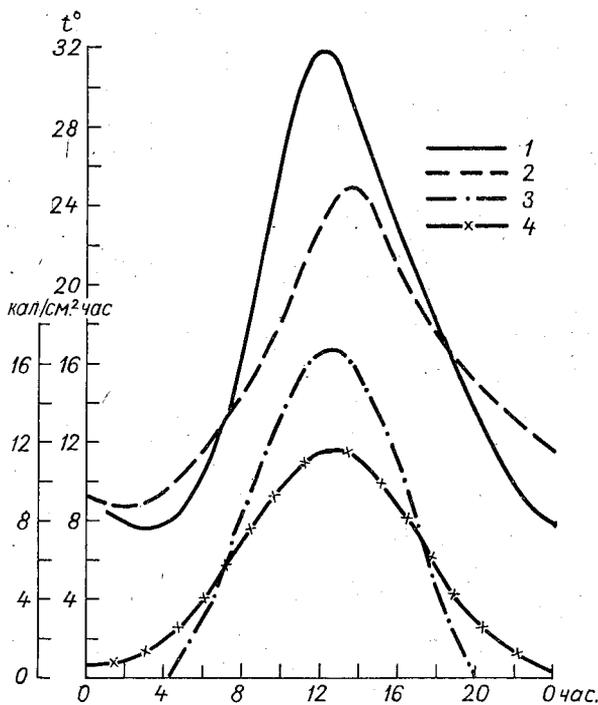


Рис. 1. Суточный ход температуры поверхности почвы яра (1), пятнистой тундры (2) и суточный ход прямой радиации на склон (3), на горизонтальную поверхность (4).

и 0,5—0,6° в 3 часа). Такое соотношение в температуре воздуха обусловлено влиянием большой реки: охлаждающим — днем и обогревающим — ночью.

В пасмурную погоду микроклиматические различия сохраняются. На рис. 2 представлен суточный ход температуры воздуха и почвы яра и пятнистой тундры. Различия в температуре поверхности почвы в 13 час. уменьшились до 3—3,5°, в 22 часа до 0,5°. В почве, где суточный ход выражен слабо, яр почти в течение всех суток теплее пятнистой тундры (на глубинах 5 и 15 см на 3,5—4,0°).

Помимо перечисленных выше наблюдений, вдоль вертикального профиля яра проводились наблюдения за температурой почвы по термометрам Савинова. Комплекты были установлены в верхней, средней и нижней частях склона.

Согласно исследованиям Е. П. Архиповой [1], в средних широтах наиболее теплыми бывают верхние части склонов, наиболее холодными — нижние. Как видно из рис. 3, на котором приводится суточный ход

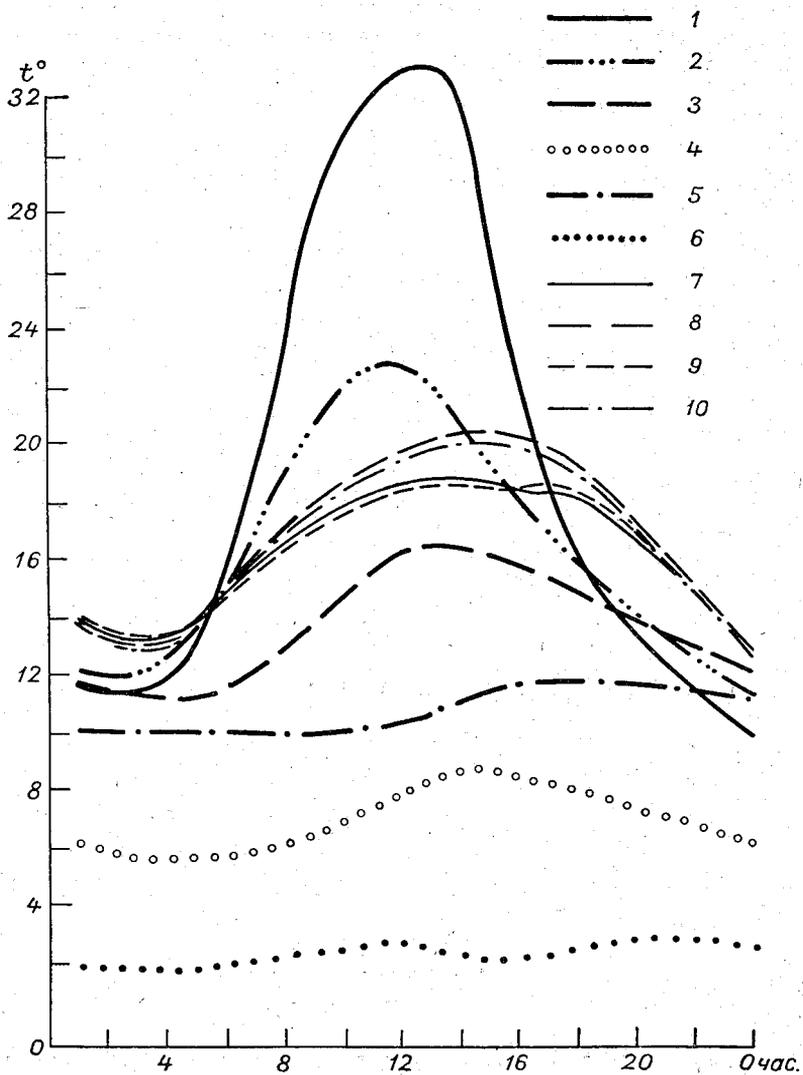


Рис. 2. Суточный ход температуры почвы и воздуха на яру (1, 3, 5, 7, 9) и полигональном болоте (2, 4, 6, 8, 10) на различных глубинах и высотах.

Поверхность почвы (1, 2). Глубина: 5 см (3, 4), 20 см (5, 6).  
 Высота: 20 см (7, 8), 150 см (9, 10).

температуры почвы и воздуха на яру в ясную погоду (а) и в пасмурную (б), наиболее теплыми оказываются нижние части склонов, более холодными — верхние, средние занимают промежуточное положение. При ясной погоде температура почвы на глубине 5 см в середине яра в 13—15 час. на 2,5—2,0° ниже, чем внизу яра, и на 3,5—4,0° выше, чем в его верхней части (рис. 4). В 2—3 часа (в период минимума) средняя часть яра холоднее нижней на 1,5° и примерно на такую же величину теплее верхней. На глубине 15 см температура почвы также убывает от

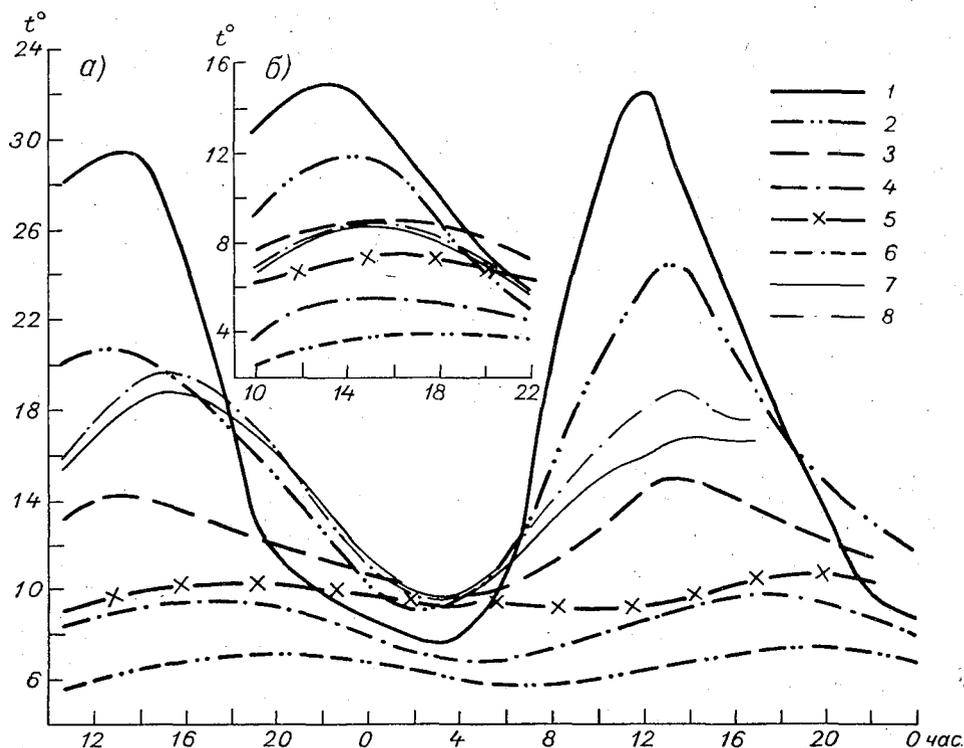


Рис. 3. Суточный ход температуры почвы и воздуха на яру (1, 3, 5, 7) и пятнистой тундре (2, 4, 6, 8) на различных глубинах и высотах в ясную (а) и пасмурную (б) погоду.

Поверхность почвы (1, 2). Глубина: 5 см (3, 4), 20 см (5, 6).  
Высота: 20 см (7, 8).

подножия склона к его верхним частям: в 14—16 час. средняя часть яра теплее верхней на 2,5—3,0° и холоднее нижней на 2,0—2,5°. В период минимума средняя часть яра отличается от других частей склона на 1,5—2,0°. Описанное распределение температуры почвы прежде всего объясняется отсутствием склоновых ветров, образованию которых препятствовали большие скорости ветра и наличие полярного дня. За время экспедиционных работ преобладали ветры юго-восточные и южные, при которых яр оказывался наветренным склоном, и скорости ветра возрастали от подножия к вершине.

Большие скорости ветра способствуют большей теплоотдаче, и поэтому верхние части яра наиболее холодные. В пасмурную погоду (3, 5, 8, 10 августа) наблюдались небольшие скорости ветра северного направления, при котором яр являлся подветренным склоном, и скорости

увеличивались вдоль склона по направлению сверху вниз. Но и в этом случае распределение температуры почвы такое же, как в ясную погоду на наветренном склоне: наиболее теплая почва на глубине 5 и 15 см в нижних частях яра наиболее холодная сверху, различия несколько меньше, чем в ясную погоду (1,5—2,5°). Однако на основании наблюдений 1966 г. трудно сказать, является ли такое распределение температуры почвы в пасмурную погоду последствием предшествующей ясной погоды, или же вообще характерно для рассматриваемых условий.

Микроклиматические различия в пасмурную погоду и при скоростях ветра порядка 10 м/сек. и более, отмеченные для района экспедиции, очевидно, составляют характерную особенность северной тундры. В средних широтах при таких типах погоды микроклиматические различия сглаживаются.

С описанным распределением температуры почвы на глубине согласуются результаты измерений и температуры поверхности почвы, произведенные с помощью микротермометров на разных участках яра. Результаты наблюдений за 10/VII в 11—13 час. приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Температура поверхности почвы и воздуха на разных участках яра

Температура, град.	Гребень яра		Средняя часть склона		Ложбина	Нижняя часть склона		Ложбина
	верхняя часть	средняя часть	южного	северного		южного	северного	
Поверхности почвы . . .	22,4	26,1	36,3	26,4	19,8	37,0	28,5	0,4
Воздуха (50 см) . . .	13,0	13,5	17,0	16,0	15,0	18,0	16,0	12,6

Наблюдения по микротермометру не носили систематического характера однако были выполнены тщательно и являются ценным дополнением к систематическим данным метеорологических наблюдений вдоль яра. Как видно из табл. 3 температура поверхности почвы возрастает в нижних частях яра на несколько градусов. Этот вывод справедлив как для гребня яра, так и для северного и южного склонов. В воздухе на высоте 0,5 м различия естественно меньше, чем на поверхности почвы и не превышают 1°. Исключение составляют ложбины, в нижних частях которых в холодное время скапливается особенно много снега, который лежит до середины июля.

По этой таблице также можно проследить влияние экспозиции склона на температуру поверхности почвы и нижнего слоя воздуха: при крутизне порядка 25° различия между северной и южной экспозицией составляют 9—10° на поверхности почвы и 1—2° в воздухе. При крутизне склона около 5—7° эти различия значительно меньше. Ниже приведены аналогичные данные, полученные в околополуденные часы с помощью микротермометра по круговому маршруту в верхней трети склонов одиночного холма, возвышающегося среди ровной тундры на 5—7 м. Осредненные результаты этих измерений следующие: южный склон 38,0°, северный 33,0°, западный 35,0°, восточный 33,5°. Влияние экспозиции также

очень четко выражено на микросклонах нанорельефа. Исследовались медальоны пятнистой тундры; результаты представлены в табл. 4.

Таблица 4

Температура поверхности почвы медальона					
Часы	Южный склон	Бровка	Северный склон	Бровка	Пятно
11	39,0	34,0	24,0	31,0	21,0
22	15,2	16,2	18,3	18,0	15,1

Различия в температуре поверхности почвы на микросклонах (крутизна около 20°) между северной и южной экспозицией составляет

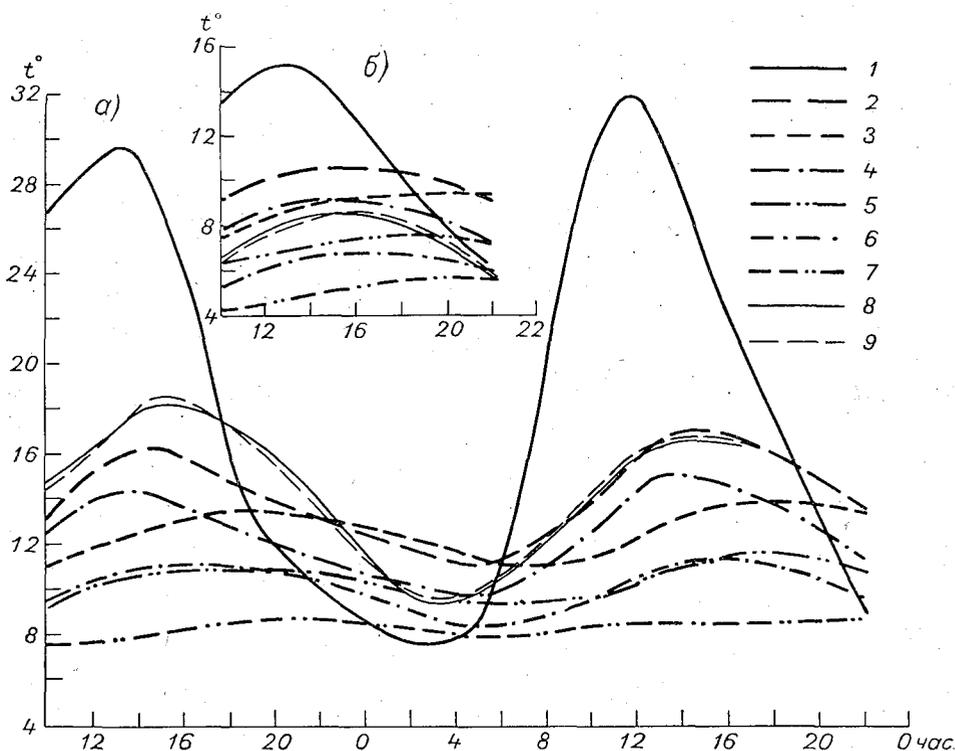


Рис. 4. Суточный ход температуры почвы и воздуха на различных уровнях вдоль яра.

Середина яра: 1 — поверхность почвы, 2 — воздух на высоте 20 см, 3 — на высоте 150 см, 4 — почва на глубине 5 см, 5 — на глубине 15 см.

Вершина яра: 6 — почва на глубине 5 см, 7 — на глубине 15 см.

Подножие яра: 8 — почва на глубине 5 см, 9 — на глубине 15 см.

в околополуденные часы 15°, т. е. больше, чем на склонах яра. Величина притока солнечной радиации к склонам определенной крутизны, очевидно не зависит от масштабов рельефа. Увеличение термических различий на медальонах, вероятно, можно объяснить меньшими по сравнению с яром скоростями ветра в пятнистой тундре у земли и в особенности в канавках медальона.

В 22 часа, когда высота солнца около  $7^\circ$ , солнечные лучи освещают северные склоны, которые оказываются теплее южных приблизительно на  $3^\circ$ . Из всего медальонного комплекса наиболее холодным в течение всех суток является пятно медальона, бровки, прилегающие к северному или к южному микросклону, различаются незначительно — несколько теплее бывает бровка теплого склона, т. е. днем — южного, ночью — северного. }

При некоторых географических исследованиях, например геоботанических, большой интерес проявляется к микроклиматическим различиям в нанорельефе. Однако поскольку физические причины возникновения метеорологических различий можно считать независимыми от масштабов рельефа, то, очевидно, что результаты микроклиматических исследований, проведенных в условиях выраженного рельефа, можно в первом приближении распространить и для нанорельефа.

### Выводы

1. Для субарктической тундры летом в условиях полярного дня характерен четкий суточный ход метеорологических элементов (температуры и влажности воздуха, прямой радиации, температуры поверхности почвы), причем суточная амплитуда приблизительно такая же, как в средних широтах.

2. Несмотря на насыщение влагой тундровых почв, испарение не превышает 1,5—2,0 мм (при значениях радиационного баланса в кал/см<sup>2</sup>·сутки), что, очевидно, обусловлено физиологическими особенностями тундровых растений.

3. Для рассматриваемого района характерна большая повторяемость сильных ветров, вследствие чего равновесное или близкое к нему состояние атмосферы является преобладающим даже при ясной погоде.

4. Лучшие микроклиматические условия имеют место на ярах, которые существенно теплее, чем другие участки тундры, так как получают большее количество прямой радиации (в околополуденные часы примерно в 1,5 раза). Микроклиматические различия сохраняются и при сильных ветрах, и в пасмурную погоду.

5. Сравнение термических условий вдоль яра показало, что наиболее теплые части — нижние; верхние — холодные, что обусловлено распределением скоростей ветра вдоль склона и отсутствием стоковых явлений.

6. Сравнение влияния экспозиций склона на термический режим не обнаружило зависимости от масштабов склонов: на склонах нанорельефа (медальон тундры) распределение температуры примерно такое же, как на ярах.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. П. Температура почвы. Кн. «Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры». Гидрометеоздат, Л., 1962.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоздат, Л., 1956.
3. Голубова Т. А. Характеристика места работ и методы полевых исследований. Кн. «Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры». Гидрометеоздат, Л., 1962.
4. Норин Б. Н., Рахманина А. Т. Взаимосвязь микроклимата и структура растительного покрова в лесотундре. Ботанический журнал, № 10, 1963.
5. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоздат, Л., 1952.
6. Тыртиков А. П. Влияние растительности на температуру почв в области многолетних мерзлых грунтов. Вестник МГУ, сер. биол. и почвовед., № 5, 1966.
7. Тыртиков А. П. Влияние экспозиции и некоторых компонентов растительного покрова на температурный режим почвы у северной границы тайги. Почвоведение, № 7, 1962.

Т. А. ГОЛУБОВА, Е. Н. РОМАНОВА

## РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОСЪЕМОК НОВОЙ ЗАСТРОЙКИ г. ЛЕНИНГРАДА

Городское строительство должно создавать оптимальные условия для жизни человека, т. е. максимально защищать от вредного влияния климата.

В городах, расположенных в различных климатических областях, требования к строительству и к архитектурно-планировочным решениям неодинаковы. Однако особенности планировки конкретных городов иногда обостряют некоторые неблагоприятные черты климата.

Получившая сейчас большое распространение в районах новостроек свободная застройка нередко создает сквозняковое проветривание в жилых кварталах, так называемая гипервентиляция. Особенно сильные сквозняки возникают в тех случаях, когда группировки домов ориентированы таким образом, что господствующие ветры могут свободно проникать вглубь жилых территорий через фронтальные и торцовые разрывы между зданиями.

Летом 1966 г. были организованы микроклиматические наблюдения в районе новостроек северной части Ленинграда с целью изучения микроклимата новых районов города. Точки наблюдений представлены на рис. 1; за контрольную была взята 1-я точка, находящаяся за пределами влияния городской застройки на клеверном поле на расстоянии около 1 км от домов (на рис. 1 эта точка не отмечена). Условно можно считать, что эта точка расположена в сельской местности. В зоне застройки пункты наблюдений выбирались с таким расчетом, чтобы охватить возможные микроклиматические различия в температуре и влажности воздуха, скорости ветра в пределах рассматриваемой группировки зданий (рис. 1): солнечная и теневая стороны зданий с растительностью (7-я и 8-я точки) и без нее (3-я и 4-я точки), фронтальные и торцевые разрывы между домами (5, 6, 9, 10, 11-я точки) и пункты внутри двора (2-я и 12-я точки).

Следует отметить, что в данной статье рассмотрены изменения микроклимата в пределах части свободной застройки, находящейся на краю города. Эти здания являются как бы «ветроломными», и здесь скорости ветра несколько больше, чем во внутренних частях города.

На всех точках, синхронно с контрольной, проводились наблюдения за температурой и влажностью воздуха на высоте 150 см по аспирационным психрометрам и за скоростью ветра на высоте 200 см по ручным анемометрам. Отмечалось также состояние диска солнца, балл облачности и направление ветра. Наблюдения проводились только днем

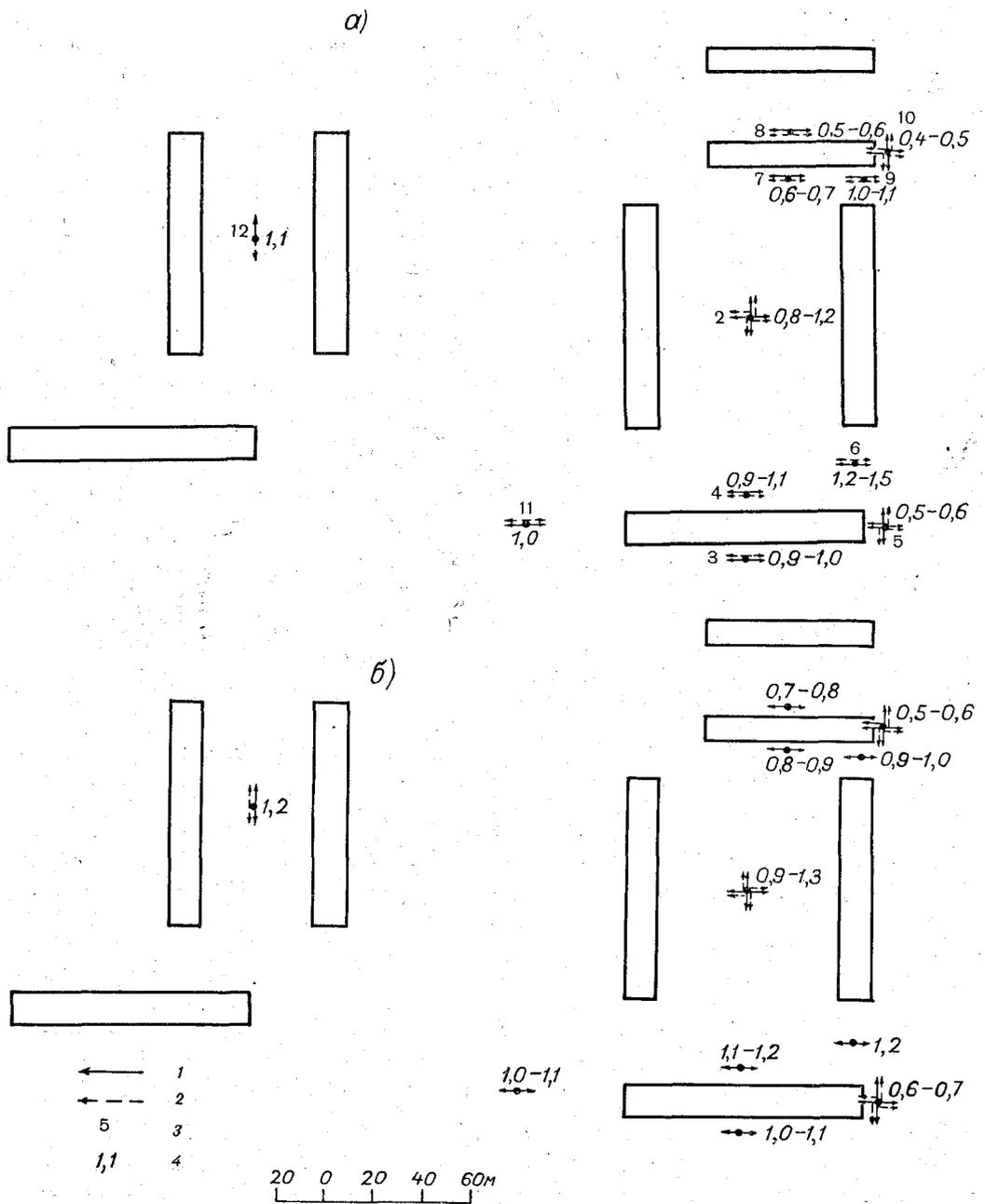


Рис. 1. Ветровые характеристики на участке застройки.

Усл. обозначения см. стр. 60.

(с 11 до 14 час. по среднесолнечному времени) десятиминутными сериями в периоды 20—25 июня и 6—9 июля.

В период 20—25 июня погода была малооблачной со скоростями ветра 3—5 м/сек. на контрольном участке, общим уровнем температуры воздуха 25—26°, абсолютной и относительной влажностью соответственно 14—15 мб и 40—50%. Во время наблюдений в июле преобладала переменная и сплошная облачность, скорость ветра редко превышала 2 м/сек., температура воздуха равнялась 21—22°, абсолютная и относительная влажность соответственно 15—16 мб и 60—65%.

Имеется значительное число исследований, посвященных распределению температуры и влажности воздуха в городе и его окрестностях (П. Кратцер, В. Беер, Е. Fukui, М. Takahaski и др.). В этих работах указывается, что в общем температура воздуха в городе выше, а абсолютная и относительная влажность ниже, чем в его окрестностях.

Но в зависимости от типа застройки температура и влажность воздуха в черте города несколько изменяются. Наблюдения, проведенные на территории свободной застройки, подтверждают этот общий вывод.

Самая высокая температура воздуха отмечалась на открытых участках застройки, освещенных солнцем, самая низкая — на контрольном участке. При этом различия температуры, не превышали 1,5—2,0°. Температура воздуха на солнечной стороне здания всегда выше, чем на теневой. Однако различия эти невелики и в малооблачные дни составляли лишь 1,0—1,2° (3-я и 4-я точки). Наличие древесной и кустарниковой растительности вдоль фасада дома уменьшало различия между температурой на солнечной и теневой стороне здания до 0,5° (7-я и 8-я точки).

В дни с переменной облачностью различия в температурах воздуха на отдельных участках застройки еще меньше. Температура освещенных солнцем участков и контрольной точки различалась в это время лишь на 1,0°, на солнечной и теневой стороне здания примерно на 0,5°. При наличии растительности вдоль фасада дома различий в температуре воздуха на солнечной и теневой стороне здания не наблюдалось.

Небольшие различия в температуре воздуха на отдельных участках застройки объясняются, вероятно, интенсивным турбулентным перемешиванием в дневные часы и сравнительно большими скоростями ветра, дующего вдоль фасадов домов.

Самая высокая абсолютная влажность воздуха отмечалась на контрольном участке, самая низкая — на участках без растительности. Наибольшие различия в малооблачные дни не превышали 1,5 мб.

Наличие растительности вдоль фасада здания увеличивало абсолютную влажность примерно на 1 мб по сравнению с участками без растительности, при этом на солнечной и теневой стороне здания абсолютная влажность практически не различалась.

Относительная влажность воздуха зависит как от влагосодержания, так и от температуры воздуха. Самая высокая относительная влажность так же, как и абсолютная, отмечалась на контрольном участке, самая низкая — на участках без растительности. В малооблачные дни различия составляли около 10%. На стороне здания с растительностью вдоль фасада относительная влажность была примерно на 5% больше, чем на других участках территории.

В дни с переменной и сплошной облачностью различий во влажности на отдельных участках застройки практически не наблюдалось. В табл. 1 представлены данные температуры и влажности воздуха в пределах застройки и на контрольном пункте.

Изменение поля ветра под влиянием данной группировки зданий рассматривалось при скоростях ветра на контрольной точке 3—5 м/сек.

Материал наблюдений был разбит на две группы в зависимости от направления ненарушенного потока. Результаты представлены на рис. 1: *a* — южное (1) и северное (2), *b* — восточное (1) и западное (2) направления основного потока; 3 — точки наблюдений, 4 — коэффициенты изменения скоростей ветра  $k = u_{п}/u_{к}$ , где  $u_{к}$  — скорость ветра на контрольной точке,  $u_{п}$  — скорость ветра на пункте наблюдений.

Таблица 1

Температура и влажность воздуха на различных участках застройки в дневные часы (20—25 VI)

Параметры	Точки наблюдений					
	1	2	3	4	7	8
Температура, град . . .	24,1	24,8	25,7	24,3	24,9	24,3
Абсолютная влажность, мб . . . . .	14,2	12,7	12,9	12,7	13,4	13,4
Относительная влажность, % . . . . .	48	41	40	43	44	45

Приведенные на этом рисунке коэффициенты изменения скорости ветра позволяют сделать вывод, что в жилом массиве в условиях свободной застройки без зеленых насаждений в среднем по территории не обеспечивается достаточное (50—60%) снижение скорости ветра [4], даже напротив нередко наблюдается ее увеличение. Максимальное увеличение скорости создается на торцевых разрывах ( $k=1,2—1,5$ ), где происходит сильное сужение воздушного потока. Направление ветра здесь или совпадает с основным, или составляет с ним угол в  $90^\circ$ . Первый случай наблюдается, когда основной поток направлен вдоль разрыва (западные и восточные ветры); второй — при направлениях основного потока поперек разрыва (южные и северные ветры).

Заметное снижение скорости ветра ( $k=0,5—0,7$ ) имеет место лишь у торцов зданий, в области интенсивных завихрений. Направление ветра на углах зданий может быть любым, что типично вообще для вихревой зоны.

Ветровые характеристики вдоль фасадов зданий изменяются следующим образом.

При ветрах, перпендикулярных к фасаду здания, воздушный поток поворачивает примерно на  $90^\circ$ , т. е. ветер дует вдоль здания, причем скорости ветра примерно такие же, как на контрольном пункте, или несколько ослаблены. Наветренная и подветренная стороны фасада в этом случае по скорости ветра различаются между собой очень мало, направления ветра обычно тоже совпадают, но иногда могут быть противоположными.

При ветрах, дующих вдоль фасада, скорости ветра несколько увеличены ( $k=1,1—1,2$ ), направление всегда совпадает с основным.

В центре площадки среди зданий (2-я точка) ветровые характеристики очень изменчивы. Направление ветра в центре застройки может совпадать с основным, отличаться от него на  $90^\circ$  и даже на  $180^\circ$ . Скорости ветра могут быть как меньше, так и больше, чем на контрольном пункте ( $k=0,8—1,2$ ).

Точка 12, расположенная в центре незамкнутого элемента застройки, отличается вполне четкой определенностью относительных ветровых характеристик: если направленный воздушный поток имеет свободный до-

ступ на территорию, ограниченную зданиями (северные и южные направления) направление ветра на 12-й точке всегда совпадает с основным, скорости несколько увеличены ( $k \sim 1,1$ ). Если же фасады здания являются препятствием для воздушного потока (западные и восточные направления), то направление ветра на данной точке параллельно фасаду здания, или же составляет с ними угол не более  $45^\circ$ . Скорости ветра несколько больше, чем на контрольном пункте ( $k = 1,1-1,2$ ).

Большая изменчивость скорости и направления ветра на 2-й точке, вероятно, обусловлена конструктивными особенностями данного элемента застройки, ограниченного с четырех сторон зданиями с торцевыми разрывами, обеспечивающими хорошее проникновение воздушных потоков в глубь жилого массива. Точка в центре застройки, очевидно, находится близко к границе сфер влияния всех четырех зданий, что и создает изменчивость относительных характеристик ветра.

Приведенная выше характеристика изменения показателей ветра давалась главным образом на основании наблюдений на микроклиматических точках № 3, 4, 5, 6, 11. Точки № 7, 8, 9, 10 находятся в аналогичных условиях застройки. Направления ветра идентичны на обоих участках, соотношения скорости ветра на точках наблюдений такие же: сильнее всего ветер на торцевом разрыве ( $k = 1,0-1,1$ ), самый слабый — у торца ( $k = 0,4-0,6$ ), по обе стороны фасада скорости близки между собой ( $k = 0,6-0,9$ ).

Однако, как видно из рис. 1, значения коэффициентов скорости ветра на 7, 8, 9, 10-й точках соответственно несколько меньше, чем на рассмотренных выше. Это относительное ослабление скорости ветра, очевидно, обусловлено влиянием зеленых насаждений вдоль фасада здания (молодые деревья около 3 м высотой с кустарником).

Элементарный подсчет показал, что наличие древесно-кустарниковой растительности вдоль фасада здания снижает скорость ветра на 25—35% в центральной части фасада и на 20—25% на торцевом разрыве. Эти цифры указывают на совершенно очевидное улучшение микроклиматических условий в нижнем слое воздуха под влиянием зеленых насаждений.

На основании полученных материалов был произведен ориентировочный подсчет площади ветровых зон (схема представлена на рис. 2). При отсутствии зеленых насаждений зона ослабленных скоростей ветра ( $k = 0,5-0,9$ ) занимает всего около 20% территории застройки, зона усиления ветра ( $k = 1,2-1,5$ ) около 30—35%. Если же вдоль фасадов домов имеются древесно-кустарниковые насаждения, то практически

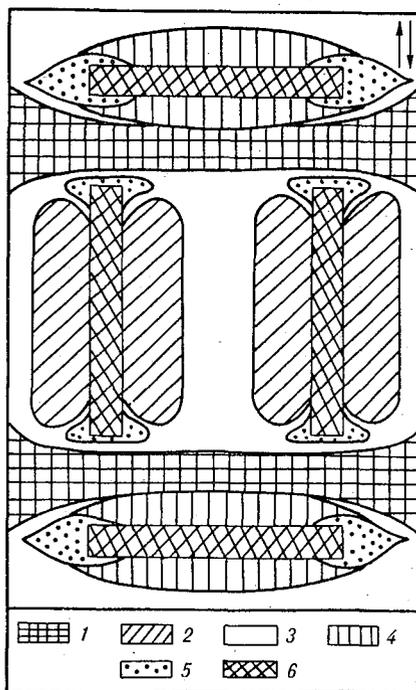


Рис. 2. Схема распределения ветровых зон.

1 — большое усиление ветра,  $k = 1,2-1,5$ ; 2 — усиление ветра,  $k = 1,1-1,2$ ; 3 — нормальные скорости,  $k = 1,0$ ; 4 — небольшое ослабление,  $k = 0,9-0,8$ ; 5 — большое ослабление,  $k = 0,4-0,6$ ; 6 — здания.

большого усиления скорости в приземном слое в пределах рассматриваемого типа застройки не наблюдается, при этом зона ослабления ветра по площади не возрастает, но скорости значительно уменьшаются ( $k \leq 0,5$ ).

Следует подчеркнуть, что размещение зеленых насаждений вдоль фасадов домов способствует уменьшению скоростей ветра на торцевых разрывах и в то же время не нарушает аэрацию территории застройки.

Как известно, в Ленинграде нет четкого преобладания какого-либо направления ветра по сезонам и в течение года [3], поэтому рассмотренный элемент застройки, который одинаково защищает жилую территорию при разных направлениях ветра, можно признать целесообразным для городов с аналогичным ветровым режимом. Однако приведенные выше рассуждения справедливы лишь для того периода года, когда зеленые насаждения покрыты листвой. Без листвы они не обеспечивают хорошей ветрозащиты для территории застройки, и режим ветра будет близок к описанному выше для случая без растительности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беер В. Техническая метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1966.
2. Кратцер П. Климат города. Изд-во иностр. лит., 1958.
3. Справочник по климату СССР. Вып. 3. Ветер. Гидрометеиздат, Л., 1966.
4. Шимановская З. Ф., Анищенко И. С., Зарецкий В. Х. Ветрозащита жилых территорий. Строительство и архитектура Ленинграда, № 4, 1966.
5. Fukui E. Increasing temperature due to the expansion of urban areas in Japan. Tokyo j. of Climatology, v. 1, No 1, 1964.
6. Takahashi M. Temperature distribution and density of houses in medium-sized cities in Japan. Tokyo j. of Climatology, v. 1, No 1, 1964.

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ АТМОСФЕРЫ ГОРОДА НА СОСТАВЛЯЮЩИЕ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА

Приход солнечной радиации в больших городах изучался рядом авторов. Большая часть отечественных работ рассматривает приход прямой солнечной радиации (В. Шапчинский, 1905 г.; М. С. Аверкиев, 1933 г.; В. Г. Шубцова, 1949 г.; Э. А. Липатникова и Б. В. Полтораус, 1967 г., и др.). Некоторые авторы рассматривают изменение в городе всех составляющих радиационного баланса (А. В. Павлов, 1965 г., Т. В. Мищенко, 1966 г., и др.).

Промышленные отходы, дым и пыль уменьшают прозрачность атмосферы, что обуславливает уменьшение притока радиации и продолжительности солнечного сияния. В. Беер [1] указывает, что поскольку свойства аэрозолей в разных городах различны, то несколько различается и ослабление солнечной радиации над разными городами.

Для сравнения составляющих радиационного баланса и продолжительности солнечного сияния в городе и вне его использованы данные из Справочников по климату СССР по Ленинграду (ст. Ленинград, ГМО) и пос. Воейково, расположенного в 30 км к востоку от Ленинграда.

Для Справочника сумма коротковолновой радиации и радиационного баланса на ст. Ленинград, ГМО вычислена по данным срочных наблюдений по методу «трапеций», а на ст. Воейково они получены по самописцам. Однако к вычисленным по срочным наблюдениям суммам вводились поправочные коэффициенты для учета кривизны суточного хода, поэтому суммы радиации на обеих станциях вполне сравнимы.

По данным Р. Ф. Сохриной [6], продолжительность солнечного сияния в Ленинграде в течение всего года меньше, чем в Воейково. Наибольшие по абсолютной величине различия отмечаются в период с марта по сентябрь (максимум в марте 33 часа и в июне 35 час.). Относительные же величины различий больше всего в декабре, когда и сама продолжительность солнечного сияния невелика. В это время пелена мглы сокращает продолжительность солнечного сияния в Ленинграде на 30%, в летние же месяцы на 5—15%.

В большом городе уменьшается также отношение наблюдающейся продолжительности солнечного сияния к возможной, т. е. вычисленной для данного пункта при условии безоблачного неба (табл. 1). Существенно уменьшается приход прямой радиации (табл. 2). Особенно значительны различия в поздние осенние и зимние месяцы при небольшой

Таблица 1

Продолжительность (часы) солнечного сияния (1-я строка) и отношение (%) наблюдавшейся продолжительности к возможной (2-я строка)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ленинград, ГМО	17	38	111	166	253	263	277	212	130	66	21	9	1563
	10	18	37	43	53	53	59	49	39	25	11	6	40
Воейково	21	49	144	192	265	298	298	233	155	59	25	13	1752
	11	21	42	46	53	57	57	51	42	20	13	8	42

Таблица 2

Месячные и годовые суммы прямой радиации на перпендикулярную поверхность (ккал/см<sup>2</sup> мес.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ленинград, ГМО	—	1,8	6,8	8,6	12,8	12,4	12,7	9,6	6,1	1,5	0,7	0,0	73,2
Воейково	1,2	2,7	7,6	9,6	14,0	14,6	14,2	10,7	6,9	3,1	1,1	0,7	86,4
Отношение . . .	—	0,67	0,89	0,90	0,91	0,85	0,89	0,89	0,88	0,48	0,64		0,85

высоте солнца, когда солнечный луч проходит большую толщу атмосферы. В это же время года в связи с уменьшением турбулентного перемешивания и вследствие этого уменьшением выноса частичек пыли и дыма из приземного слоя воздуха наблюдается наибольшее загрязнение атмосферы. В летние же месяцы при большой высоте солнца и усилении турбулентного перемешивания, приводящем к более интенсивному рассеиванию мглы, различия в приходе прямой радиации уменьшаются. Так, в октябре месячная сумма радиации в Ленинграде составляет лишь 48% суммы в Воейково, в ноябре 64%, а в июне, июле и августе 85—90%. Таким образом, в зимние месяцы пыль и дым над Ленинградом поглощают до 35—50% радиации, а в среднем за год — 15%. Следует отметить, что сравнительно интенсивность прямой радиации в Ленинграде и Павловске, расположенном в 30 км от Ленинграда по средним данным за 1895—1903 гг. В. Шипчинский пришел к выводу, что Ленинград получает на 13% меньше радиации, чем Павловск. Ослабление ее в Москве по исследованиям В. Г. Шубцовой [10] и Э. Л. Липатниковой и Б. В. Полторауса [2] составляет 7—10%. По данным Л. И. Мамонтовой интенсивность прямой радиации в Берлине и Бреславле (Бреслау) ослаблена в среднем даже на 20%.

Пока еще мало сведений относительно влияния города на рассеянную радиацию. По данным В. Беера [1] рассеянная радиация в городе существенно не увеличивается и не уменьшается.

По исследованиям Б. В. Полторауса [5] приток рассеянной радиации в Москве во все месяцы больше, чем в Подмоскowie. При безоблачном небе различия в суммах радиации увеличиваются, при наличии облачности они уменьшаются. Для средних годовых сумм разницы в суммах радиации составляют соответственно 12 и 7%. Таким образом, поток рассеянной радиации в городе частично компенсирует уменьшение прямой радиации.

В. А. Печковская [4] проводила наблюдения за прямой и рассеянной радиацией в ясные дни в августе в районе г. Кемерово. Пункты наблю-

дений были выбраны в центре города вблизи промышленных предприятий, на расстоянии 5 км от основной массы промышленных предприятий и в районе жилищного массива. Было установлено, что интенсивность прямой радиации в пункте, находящемся вблизи промышленных предприятий, значительно ниже, чем в двух других пунктах, особенно при небольших высотах солнца. Самый большой приток рассеянной радиации наблюдался в районе промышленных предприятий.

Согласно Справочнику приток рассеянной радиации в Ленинграде в течение всего года меньше, чем в Воейково. Наибольшее ее ослабление так же, как и прямой радиации, наблюдается в зимние месяцы.

Уменьшение рассеянной радиации в большом городе создается вероятно затенением метеоплощадки городскими постройками, вследствие чего часть небосвода остается закрытой.

Общее ослабление суммарной радиации в Ленинграде в зимние месяцы доходит до 60% (декабрь), летом до 10—15%, а в среднем за год составляет 13%.

В большом городе уменьшается альbedo деятельной поверхности, что объясняется загрязнением ее пылью и копотью. Особенно значительны различия в зимние месяцы при наличии снежного покрова. Так, разница в альbedo деятельной поверхности метеоплощадки в Ленинграде и Воейково в летние месяцы составляет 2—3%, а с ноября по март доходит до 20%.

Существенно уменьшается в городе и эффективное излучение. Это связано с наличием в городском воздухе примесей, образующих защитную дымку, уменьшающую потерю на излучение.

Несмотря на уменьшение суммарной радиации, радиационный баланс в Ленинграде несколько увеличен (в среднем за год на 8%), с одной стороны из-за уменьшения отраженной радиации в городских условиях (за год на 32%), с другой стороны, из-за уменьшения эффективного излучения (за год на 21%). На рис. 1 приведен годовой ход составляющих радиационного баланса в Ленинграде и Воейково.

К аналогичным выводам пришли А. В. Павлов [3] и Т. В. Мищенко [8]. А. В. Павлов сравнивал составляющие радиационного баланса в Воркуте, где наблюдается запыленность атмосферы угольной пылью от шахт, и окружающей тундре.

Сравнение месячных и годовых величин суммарной радиации в Воркуте и тундре (ст. Елецкая) показало, что в среднем за год суммарная радиация в Воркуте уменьшена на 14% (в Ленинграде на 13%). В черте города уменьшается и альbedo деятельной поверхности — средняя годовая величина альbedo в тундре составляет 33,1%, а в городе 29,5%. Радиационный баланс подстилающей поверхности в Воркуте больше, чем в тундре, превышение за год составляет 5% (для Ленинграда 8%).

Т. В. Мищенко сравнивала радиационный режим в г. Иркутске с режимом радиации в пос. Хомутово. Годовая сумма суммарной радиации в Иркутске на 12% меньше, чем в Хомутово; годовые суммы отраженной радиации и эффективного излучения уменьшены соответственно на 24 и 8%. В результате сумма радиационного баланса за год в Иркутске на 10% больше, чем в Хомутово.

Влияние города распространяется на большое расстояние. Даже по многолетним данным приток прямой радиации в Воейково в отдельные часы дня оказывается меньшим, чем в Ленинграде. Как показывает анализ данных по интенсивности радиации в отдельные ясные дни 1962 г., это наблюдается при западных ветрах, когда Воейково по отношению к Ленинграду оказывается подветренным.

На рис. 2 представлена повторяемость отношений между интенсивностью прямой радиации на перпендикулярную поверхность на ст. Ленинград, ГМО и ст. Воейково при разных направлениях ветра за март

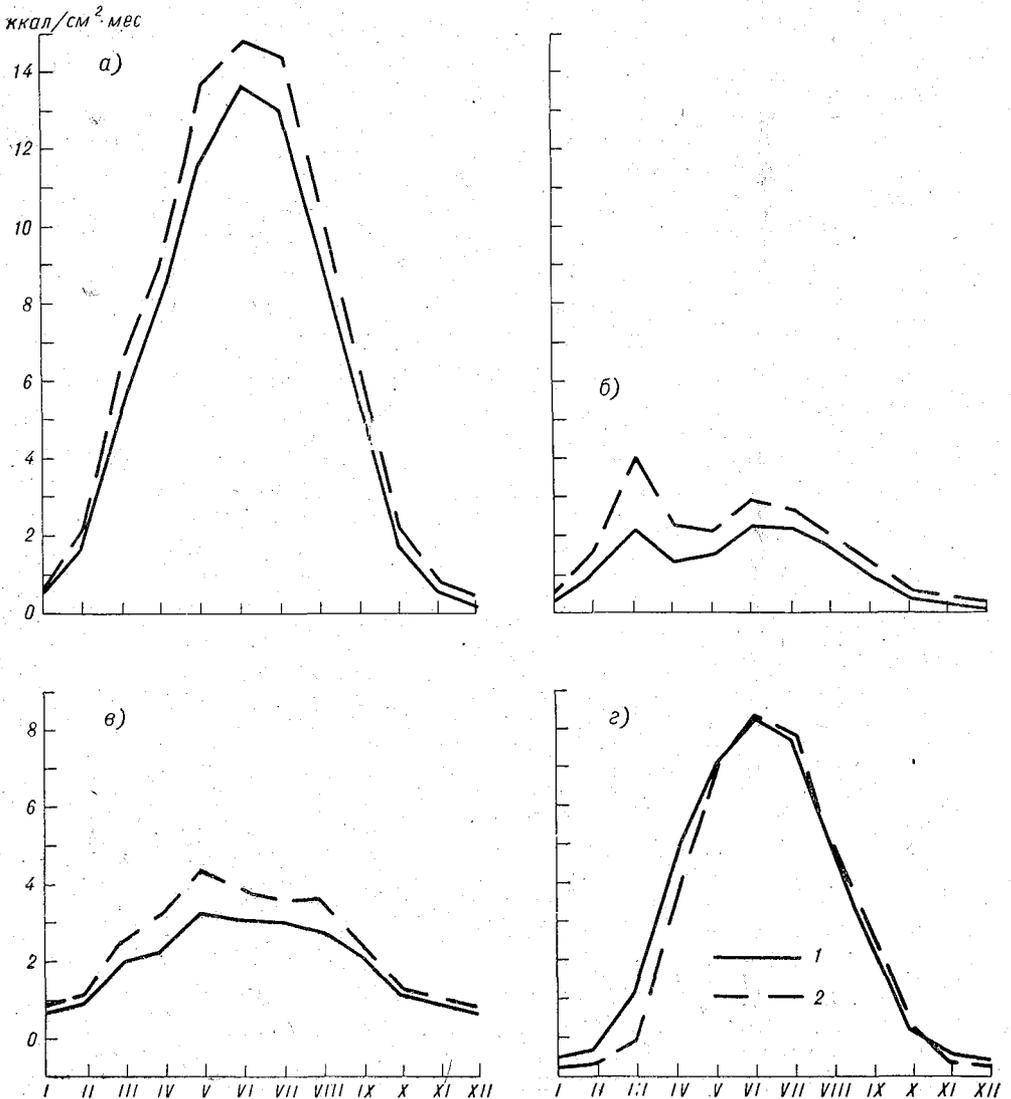


Рис. 1. Составляющие радиационного баланса (ккал/см<sup>2</sup>·мес.) в Ленинграде (1) и в Воейково (2).

а — суммарная радиация, б — отраженная радиация, в — эффективное излучение, г — радиационный баланс.

и июнь 1962 г. Отдельно отбирались случаи, когда эти отношения больше единицы ( $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} > 1$ ) и меньше единицы ( $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} < 1$ ). В марте при  $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} > 1$  в 71% случаев наблюдаются западные ветры и в 29% — юго-западные. В июне при  $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} > 1$  также наблюдаются преимущественно

ветры западного и юго-западного направления. При соотношениях же  $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} < 1$  преобладают в основном ветры южного направления.

Такие же отношения  $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}}$ , осредненные отдельно для западных ветров и ветров всех других направлений, приведены в табл. 3 для отдельных часов дня в марте, июле и августе 1962 г. Если не учитывать

Таблица 3

Отношение между интенсивностью прямой радиации в Ленинграде и Воейково при западных ветрах (1-я строка) и ветрах других направлений (2-я строка)

Месяц	Время, час. мин.			
	6 30	9 30	12 30	15 30
Март		1,36	1,04	1,16
		0,66	0,87	0,71
Июль	1,09	0,90	1,15	1,11
	0,81	0,86	0,76	0,88
Сентябрь		1,15	1,05	1,12
		0,78	0,92	0,52

случаев с западными ветрами, то уменьшение прямой радиации в Ленинграде еще более значительно, чем это получено на основании табл. 2.

Особенности радиационного баланса подстилающей поверхности в городе и сельской местности определяют различия в температурном режиме. В течение всего года температура воздуха в Ленинграде выше, чем в Воейково, средние месячные разности температур достигают  $1^{\circ}$ . В дневные часы, когда приток солнечной радиации в городе и сельской местности примерно одинаков, различия в температуре воздуха не-

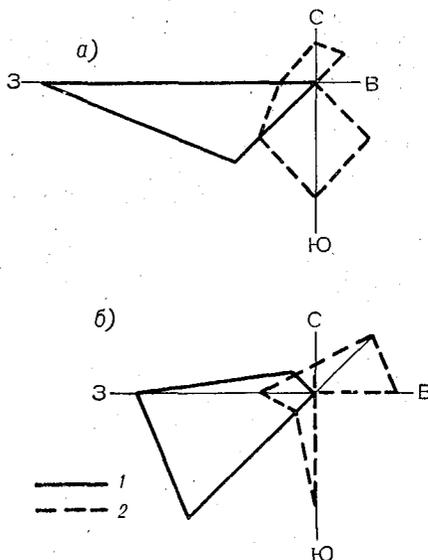


Рис. 2. Повторяемость числа случаев

$\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} > 1$  и  $\frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} < 1$  по направлениям ветра в марте (а) и в июне (б).

$$1 - \frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} > 1, \quad 2 - \frac{S_{\text{Л}}}{S_{\text{В}}} < 1.$$

лики, особенно в летнее время. По данным за 1962 г. в течение всего года температура воздуха в Ленинграде была в среднем на  $0,7-0,8^{\circ}$  выше, чем в Воейково, в вечерние часы разница возрастала до  $1^{\circ}$ .

Ночью, когда излучение в городе уменьшено из-за примесей в воздухе, температура воздуха также остается более высокой. По данным

за 1962 г. различия в температурах Ленинграда и Воейково доходили ночью до  $1,5^{\circ}$ .

Максимальная температура воздуха в Ленинграде в течение всего года выше, чем в Воейково. Однако различия невелики и лишь в зимние месяцы достигают  $1,2^{\circ}$  (в июле—августе  $0,4—0,5^{\circ}$ ). Минимальная температура различается более существенно, разности ее изменяются от  $0,5—0,7^{\circ}$  до  $1,6—1,7^{\circ}$ .

Вследствие заметного повышения ночных температур воздуха суточная амплитуда температуры в Ленинграде меньше, чем в Воейково.

В связи с более благоприятными температурными условиями в городе дольше продолжается период с температурой воздуха выше  $0^{\circ}$  (в Ленинграде на 8 дней дольше, чем в Воейково). Длительность безморозного периода в Ленинграде почти на месяц больше, чем в Воейково (156 и 129 дней соответственно).

Расчеты показали [7], что в связи с несколько более суровыми температурными условиями отопительный сезон в Воейково должен продолжаться в среднем на 9 дней дольше, чем в Ленинграде.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беер В. Техническая метеорология. Гидрометеониздат, Л., 1966.
2. Липатникова Э. Л., Полтораус Б. В. Интенсивность прямой солнечной радиации в Москве. Сб.: «Радиационный режим и осадки в Москве». Под ред. А. А. Дмитриева. Изд-во МГУ, 1967.
3. Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и оттаивающих грунтов с атмосферой. Изд-во «Наука», М., 1965.
4. Печковская В. А. Некоторые результаты актинометрических наблюдений в городских условиях промышленного центра. Труды Новосибирского филиала научно-исследовательского ин-та аэроклиматологии. Вып. 1, Новосибирск, 1965.
5. Полтораус Б. В. Рассеянная солнечная радиация в Москве. Сб.: «Радиационный режим и осадки в Москве». Под ред. А. А. Дмитриева, Изд-во МГУ, 1967.
6. Справочник по климату СССР. Вып. 3, ч. I. Гидрометеониздат, Л., 1966.
7. Справочник по климату СССР. Вып. 3, ч. II. Гидрометеониздат, Л., 1965.
8. Мищенкова Т. В. Влияние атмосферы города на составляющие радиационного баланса. Сб. работ Иркутской гидрометеорологической обсерватории. Вып. 1. Иркутск, 1966.
9. Шипчинский В. Сравнение интенсивности солнечной радиации в Петербурге и Павловске. Метеорологический вестник, № 9, 1905.
10. Шубцова В. Г. О радиационном режиме г. Москвы. Метеорология и гидрология, № 3, 1949.

## РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ РАДИАЦИИ, ПОСТУПАЮЩЕЙ НА СТЕНЫ ЗДАНИЙ

Изучение режима инсоляции стен зданий представляет интерес для решения прикладных задач (расчета освещения и отопления зданий, изучения термических воздействий на ограждающие конструкции), а также для оценки возможных эффектов мелиорации микроклимата в условиях застройки.

Приход радиации к различно ориентированным вертикальным поверхностям зависит от ряда условий, важнейшими из которых являются высота солнца над горизонтом, альbedo подстилающей поверхности, закрытость горизонта, количество ясных и пасмурных дней.

Приход радиации на стены зданий рассчитывается различными способами, но материалы экспериментальных наблюдений инсоляции стен зданий весьма ограничены. Для сравнения рассчитанных значений суммарной радиации, поступающей на стены зданий, с измеренными были проведены наблюдения за режимом инсоляции в Ленинграде, Ереване, Чите, Куйбышеве и на Таймырском полуострове.

Особенностью существующих методов расчета инсоляции различно ориентированных поверхностей (вертикальных и наклонных) является использование так называемого «изотропного приближения» (Кондратьев К. Я. [1]), согласно которому рассеянная, как и отраженная от подстилающей поверхности радиация распределяется равномерно. Существуют оценки возможных погрешностей расчета (Круглова А. И. [2]), основывающегося на таком допущении.

Рассеянную радиацию  $D_{ст}$ , поступающую на стены зданий независимо от ориентации стены, рассчитывают по формуле [1]:

$$D_{ст} = D \sin^2 \frac{\alpha}{2}, \quad (1)$$

где  $D$  — рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность,  $\alpha$  — угол наклона поверхности.

Из (1) следует, что в случае вертикальной поверхности поступление рассеянной радиации будет равным

$$D_{ст} = \frac{D}{2}. \quad (2)$$

Аналогично рассчитывается величина отраженной от подстилающей поверхности радиации, поступающая на стены,  $R_{ст}$ , если известно

альbedo подстилающей поверхности или сама величина отраженной от подстилающей поверхности радиации  $R$ .

Общее поступление радиации на стены, таким образом, оценивается по соотношению

$$Q_{ст} = S_{ст} + \frac{D}{2} + \frac{R}{2}, \quad (3)$$

где  $S_{ст}$  — прямая радиация, поступающая на вертикальную поверхность.

Из (3) следует, что изотропное приближение предполагает равенство потоков диффузной радиации, поступающей на стены зданий независимо от их ориентации по странам света.

Для того чтобы получить представление о возможной изменчивости диффузной радиации в зависимости от ориентации стен зданий, были проведены ее непосредственные измерения, результаты которых приведены в табл. 1. Измерения проводились в теневой и освещенной части застройки.

Таблица 1

Диффузная радиация (кал/см<sup>2</sup>·мин.), поступающая на горизонтальную поверхность в освещенной ( $D_0$ ,  $R_0$ ) и теневой ( $D_T$ ,  $R_T$ ) частях застройки при ясной погоде

Город	Дата	Время, час. мин.	Рассеянная радиация			Отраженная радиация		
			$D_0$	$D_T$	$\frac{D_0}{D_T} \%$	$R_0$	$R_T$	$\frac{R_0}{R_T} \%$
Ленинград	17 VI 1967	13 15	0,15	0,06	250	0,19	0,03	630
		14 30	0,13	0,06	220	0,16	0,02	800
Ереван	10 XII 1967	11 30	0,15	0,08	190	0,15	0,03	500
Чита	14 II 1968	15 00	0,19	0,10	190	0,10	0,03	330

Рассеянная и суммарная радиация, поступающая на стены, измерялась пиранометром, приемная поверхность которого устанавливалась параллельно поверхности стены на высоте 1,5 м и на различных высотах при измерении изменения радиации в зависимости от высоты здания.

Рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность, в тени застройки в 2—2,5 раза меньше, чем на освещенной стороне (табл. 1).

Как следует из полученных данных, рассеянная радиация, измеренная на расстоянии 15—20 м от стен зданий на их солнечной стороне, примерно (с точностью 5—7%) равна радиации, измеренной на открытом ровном месте или на крыше зданий, где влияние зданий на рассеянную радиацию исключено.

Еще более велики различия отраженной радиации в теневой и освещенной части застройки (табл. 1). Таким образом, различия диффузной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность в теневой и освещенной части застройки, должны обуславливать не меньшую изменчивость диффузной радиации, поступающей на стены зданий в зависимости от их экспозиции.

В табл. 2 представлены данные непосредственных наблюдений радиации, поступающей на стены зданий в освещенной (южной) и теневой (северной) части застройки, а также результаты расчета по соотношениям изотропного приближения с учетом альbedo зданий, причем по-

Таблица 2

Измеренная и рассчитанная суммарная и поглощенная коротковолновая радиации (кал/см<sup>2</sup>·мин.) по данным наблюдений в ясную погоду в полуденные часы

Вид радиации	Ленинград (июнь)	Ереван (декабрь)	Чита (февраль)
Горизонтальная поверхность			
Суммарная	1,08	0,40	0,56
Рассеянная	0,14	0,15	0,19
Отраженная	0,19	0,15	0,10
Северные (неосвещенные) стены			
Суммарная			
по данным наблюдений	0,06	0,06	0,11
по данным расчета	0,16	0,15	0,14
Поглощенная коротковолновая			
по данным наблюдений	0,04	0,05	0,08
по данным расчета	0,11	0,11	0,12
Отношение (%) суммарной радиации расчетной к фактической	270	250	180

глошенная коротковолновая радиация определена по следующему выражению:

$$B_{к.ст} = Q_{ст}(1 - a_{ст}), \quad (4)$$

где  $B_{к.ст}$  — коротковолновая радиация, поглощенная стеной (кал/см<sup>2</sup>·мин.);  $Q_{ст}$  — суммарная радиация, поступающая на стены (кал/см<sup>2</sup>·мин.);  $a_{ст}$  — альbedo стены в долях единицы по данным непосредственного определения.

В табл. 3 приведены средние суточные значения измеренной суммарной радиации и рассчитанные по формулам (1) — (4) их значения в ясные и полуюясные дни в разное время года в Куйбышеве для стен северной экспозиции.

Таблица 3

Суммарная радиация (кал/см<sup>2</sup>·сутки), поступающая на стены северной экспозиции по данным наблюдений ( $Q_H$ ) и расчета ( $Q_P$ ) Куйбышев, 1963 г.

Способ расчета	Январь			Март			Июнь		
	$Q_P$	$Q_H$	$\frac{Q_P}{Q_H} \%$	$Q_P$	$Q_H$	$\frac{Q_P}{Q_H} \%$	$Q_P$	$Q_H$	$\frac{Q_P}{Q_H} \%$
По соотношениям изотропного приближения	64	42	152	150	81	185	180	120	158
С учетом анизотропности радиации	39	42	93	100	81	123	135	120	113

Из анализа приведенных данных следует, что расчет суммарной радиации, основывающийся на предположении об однородном распределении диффузной радиации по небосводу, для затененных стен (и в частности, для стен северной экспозиции в полуденное время) завышает

(табл. 3) интенсивность суммарной радиации в 1,5—2,5 раза. Аналогичное завышение имеет место и в величинах поглощенной коротковолновой радиации. Анализ имеющихся данных приводит к выводу, что расчет суммарной радиации для освещенных стен, в частности для стен южной экспозиции, дает значения, близкие к фактически наблюдаемым величинам суммарной радиации, причем имеет место некоторое занижение (5—15%) рассчитанных значений суммарной радиации по сравнению с измеренными.

Причины отмеченных различий подробно рассмотрены в работе К. Я. Кондратьева [1]. Если в случае рассеянной радиации решающую роль в ошибке расчета играет неодинаковое распределение яркости небосвода и относительно больший вклад той части небосвода, где находится солнце, то с отраженной радиацией дело обстоит несколько иначе. Из геометрических соображений следует, что доля отраженной от подстилающей поверхности радиации, поступающая на вертикальную поверхность, не может превышать  $\frac{1}{3}$  радиации, отразившейся от горизонтальной поверхности. В самом деле, если площадь горизонтальной поверхности равна  $S$ ; а интенсивность отраженной радиации равна  $J$ , то вертикальная поверхность вместе с четвертью сферы получит радиацию, которая должна придти на площадь, равную  $3S$ . Таким образом, поток радиации, отразившейся от горизонтальной поверхности ограниченных размеров, распределится даже в случае изотропности отражения, чего нет в действительности, на поверхность площадью  $3S$ , так что на единицу поверхности в этом случае приходит рассеянная радиация, равная:

$$D = \frac{JS}{3S} = \frac{1}{3}J. \quad (5)$$

В действительности все значительно сложнее, так как характер отражения зависит от целого ряда факторов, таких, как, например, влияние зеркального отражения при снежном покрове, типа застройки, неизотропности поля облачности, диффузной радиации других стен зданий, относительно небольшой площади горизонтальной поверхности и т. д.

В пасмурные дни рассеянная радиация от небосвода, так же как и отраженная радиация от подстилающей поверхности, лучше соответствуют предположению об изотропности поля радиации. Имеющиеся данные непосредственных наблюдений позволяют сделать вывод, что для таких условий расчет по соотношениям (1)—(4) дает вполне удовлетворительные результаты в пределах точности приборных наблюдений.

Основной вклад в месячные величины суммарной радиации вносят ясные и полужасные дни. Возможные различия в суточных суммах радиации, поступающей на затененные стены, могут быть оценены на основании данных табл. 3, из которой следует, что расчет для ясных и полужасных дней дает завышение по сравнению с действительными суточными суммами радиации на 50—85% даже для средних сумм радиации за сутки. Если рассчитывать суточные суммы с учетом соотношения (5), то при этом различия рассчитанных и измеренных значений радиации, поступающей на неосвещенные стены, значительно уменьшаются (вторая строка табл. 3) и для зимы и лета не превышают 20%. По-видимому, для стен северной, северо-восточной и северо-западной экспозиции расчет с учетом соотношения (5) будет давать более близкие к действительности результаты.

Сделанные оценки дают верхний предел возможных различий рассчитанных значений суммарной радиации. Очевидно, что рассмотрен-

ные выше эффекты и погрешности расчета будут тем меньше, чем больше повторяемость пасмурной погоды в данном районе. Для районов, где велика повторяемость ясной погоды (Средняя Азия, Сибирь, Казахстан, где число ясных дней может достигать 15—26 за месяц) следует учитывать возможные погрешности расчета по (1)—(4) для стен северной экспозиции.

Поскольку отсутствуют какие-либо данные об изменении радиации в зависимости от высоты здания, были проведены специальные измерения (рис. 1). Изменение радиации имеет место только в нижней части здания до высоты 1,5—2,0 м. Выше она не меняется и существенно влияет только непосредственное затенение.

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы.

1. Как отраженная, так и рассеянная радиация распределяются неравномерно на стенах зданий в ясные и полужасные дни. В связи с этим не оправдано допущение о равенстве диффузной радиации половине рассеянной и отраженной радиации от подстилающей поверхности. Даже для средних условий диффузная радиация, поступающая на стены зданий, различна в зависимости от экспозиции стен. Если оценивать диффузную радиацию, поступающую на стены, как треть от суммы рассеянной и отраженной от подстилающей поверхности радиации, расхождения между измеренными и рассчитанными величинами уменьшаются до 10—20% для неосвещенных стен.

2. Расчет суммарной радиации для стен, инсолируемых прямой солнечной радиацией, основанный на соотношениях изотропного приближения, дает величины радиации (с точностью  $\pm 10\%$ ), достаточно близкие к измеренным их значениям.

3. При расчете по общепринятой методике суммарной радиации, поступающей в ясные дни на неосвещенные стены зданий, имеет место завышение получаемых значений в 1,5—2,5 раза по сравнению с измеренными.

4. Суммарная радиация мало меняется с высотой здания и начиная с высоты 2—3 м она практически неизменна. Влияние оказывает лишь непосредственное затенение зданий в черте застройки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеиздат, Л., 1965.
2. Круглова А. И. Рассеянная солнечная радиация на вертикальные поверхности ограждающих конструкций различной ориентации. Кн: «Практические задачи строительной теплофизики». Стройиздат, 1965.

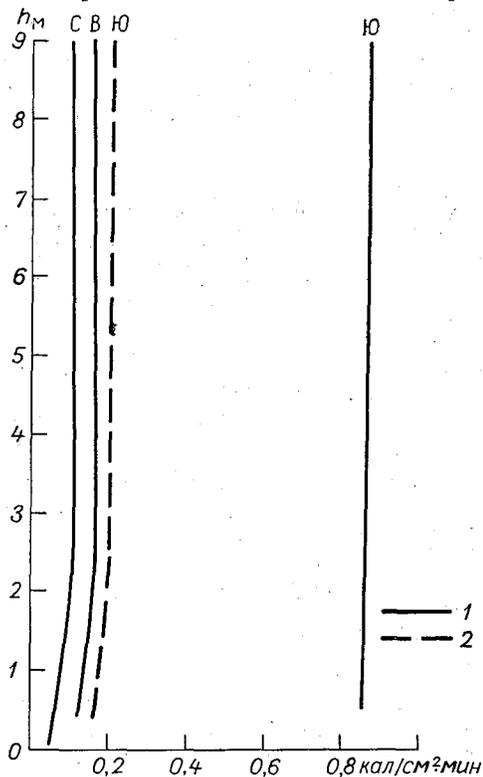


Рис. 1. Изменение радиации с высотой здания на стенах разной ориентации. Ленинград, 13 час., июнь, 1967 г. (ясные дни). 1 — суммарная радиация, 2 — рассеянная радиация.

### ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ПРЕБЫВАНИЯ ЧЕЛОВЕКА НА ОТКРЫТОМ ВОЗДУХЕ ЗИМОЙ С УЧЕТОМ МИКРОКЛИМАТА ЗАСТРОЙКИ

В городе формируется особый микроклиматический режим, связанный с изменением ряда метеорологических параметров, особенно скорости ветра.

Как показали результаты натуральных наблюдений в Ленинграде, Ереване, Норильске и Баку, а также результаты экспериментов, проведенных В. И. Пивкиным [4] в аэродинамических трубах и гидрологических лотках, скорость ветра внутри различных типов застройки весьма значительно отличается от скорости, измеряемой на метеорологических станциях, расположенных на открытых ровных участках. Так скорость ветра в различных частях застройки может составлять от 10 до 130% скорости ветра на открытом ровном участке. Таким образом, внутри застройки ветровой режим изменяется, причем это изменение может быть как полезным, так и неблагоприятным с точки зрения человека. До настоящего времени отсутствует оценка влияния различных типов застройки на микроклимат внутри нее.

Для решения этой задачи можно использовать теорию, развитую М. И. Будыко [2] в исследованиях по климатологии теплового баланса человека.

Уравнение теплового баланса поверхности тела человека записывается в следующем виде:

$$R_0 + M = LE + C + R' \quad (1)$$

$$R_0 + M = L\rho D(e_s - e)_n + (\rho C_p D + 4s\theta^3)(\theta_s - \theta) \quad (2)$$

где  $R_0$  — радиационный баланс поверхности тела человека, вычисленный в предположении, что температура поверхности тела равна температуре воздуха;  $M$  — теплопродукция тела человека, изменяющаяся по различным оценкам от 0,08 до 0,60 кал/см<sup>2</sup>·мин. в зависимости от вида и характера работы;  $LE$  — затраты тепла на испарение;  $E$  — скорость испарения;  $C$  — затраты тепла на турбулентный теплообмен;  $R'$  — потери тепла длинноволновым излучением, пропорциональные разности температуры тела и воздуха;  $\theta$  — температура воздуха;  $e$  — удельная влажность воздуха;  $\theta_s$  — средняя температура кожи;  $e_s$  — удельная влажность воздуха при температуре кожи;  $D$  — коэффициент, характеризующий интенсивность диффузии в атмосферном воздухе;  $\rho$  — плотность воздуха;  $C_p$  — теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $n$  — по-

казатель условий испарения, в основном зависящий от температуры воздуха и задаваемый на основании экспериментальных данных физиологов;  $s$  — коэффициент, характеризующий свойства подстилающей поверхности;  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана. Из выражения (2) следует соотношение для оценки температуры кожи, которая, по единодушному мнению физиологов, является наиболее репрезентативной характеристикой степени комфортности состояния человека,

$$\theta_s = \frac{R_0 + M + LpD(e_s - e)n}{\rho C_p D + 4s\sigma\theta^3} \quad (3)$$

Таким образом, если заданы метеорологические параметры и известен вид зависимости коэффициента внешней диффузии  $D$  от метеорологических условий (для стационарных условий), возможна оценка температуры кожи при различных сочетаниях температуры воздуха, скорости ветра и других метеорологических элементов, определяющих количественные соотношения и сами величины составляющих теплового баланса тела человека.

Далее, если задано изменение этих элементов внутри отдельных кварталов с различным типом застройки, на основании выражения (3) возможна оценка наиболее благоприятных и неблагоприятных сочетаний этих элементов, при которых термический режим тела человека будет комфортным или, напротив, дискомфортным.

Очевидно, что как бы тепло ни был одет человек, как бы ни была велика его теплопродукция в холодное время года, могут иметь место такие сочетания метеорологических элементов, при которых создадутся условия, способствующие обморожению открытых частей тела даже при их кратковременной экспозиции на ветре и холоде.

Решение поставленной задачи на основании оценки составляющих теплового баланса тела человека принципиально возможно, но в настоящее время еще не достаточно надежно известен вид зависимости коэффициента внешней диффузии  $D$  от ветра при отрицательных температурах воздуха, а его значения, полученные на основании опытов, поставленных физиологами в камерах искусственного климата, носят оценочный характер. В частности, представляет интерес выяснение вопроса о возможности использования одного и того же коэффициента  $D$  для оценки величины потерь тепла на испарение и турбулентный теплообмен. Не решен вопрос и о величине коэффициента  $D$  в выражениях (2) — (3) для условий низких температур. Решение этих вопросов даст возможность использовать метод теплового баланса для оценки степени дискомфорта в различных типах застройки при отрицательных температурах воздуха на основании данных, имеющих в распоряжении микроклиматологов, строителей и гигиенистов.

Перед авторами стояла задача отыскать зависимость температуры открытых частей тела (уши, нос, щеки) от температуры воздуха и скорости ветра, а также учесть возможный вклад радиации в эту зависимость. Такой подход возможен, так как на основании анализа данных физиологов величина коэффициента  $n$  имеет тенденцию к уменьшению с понижением температуры. Теплопродукция  $M$  задана видом работы: радиационный баланс в зимнее время определяется величиной длинноволнового излучения, тем большего, чем ниже температура воздуха. При низких температурах воздуха влажность воздуха задана уравнением Магнуса, и следовательно, температурой воздуха. Для холодного времени года наиболее значимыми факторами термического режима открытых частей тела человека являются температура воздуха  $\theta$ , теплопродукция  $M$ , скорость ветра  $v$  и солнечная радиация.

Экспериментальные работы проводились при кратковременном пребывании человека на воздухе — от 0,5 до 1 часа в диапазоне ветра от штиля до 12—15 м/сек. и в интервале температур воздуха от +10 до —40°. Измерялась температура кожи лица (щека, нос, мочка уха) точечным полупроводниковым датчиком температуры ЭТМ-1 с точностью  $\pm 0,1 \sim 0,2^\circ$  с регистрирующим портативным устройством конструкции Агрофизического института, изготовленным в экспериментальных мастерских Главной геофизической обсерватории.

При наличии достаточно интенсивной радиации учитывалась радиационная добавка, связанная с действием коротковолнового излучения. Измерения проводились у различных лиц обоего пола в возрасте от 19 до 35 лет (от 5 до 10 человек в каждой серии измерений). Одновременно с мгновенным измерением температуры производилось измерение скорости ветра на уровне лица с точностью от 0,5 м/сек. по индукционному анемометру АРИ-1. Наблюдения были проведены в 1967—1968 гг. в Ленинграде, Ереване, Чите, Иркутске и Якутске. Экспериментальные работы позволили получить более 300 серий измерений температуры кожи лица и одновременных измерений температуры воздуха в районах, существенно отличающихся по климатическим условиям [1].

Работа была построена таким образом, что эмпирические зависимости, полученные по материалам наблюдений в Ленинграде, были проверены в других климатических условиях и на другом опытном материале. Анализ полученных данных позволяет отметить, что имеют место лишь индивидуальные различия в температуре кожи, однако при одних и тех же условиях они не превышают 2—3°.

Обработка экспериментальных данных методом наименьших квадратов позволила получить зависимость температуры кожи различных участков лица от температуры воздуха для условий штиля, когда поступление радиации на перпендикулярно ориентированную поверхность пренебрежимо мало, в пределах точности отсчета по регистрирующим радиацию датчикам. Эти зависимости соответственно для щеки, носа и мочки уха «среднего» человека имеют следующий вид:

$$\theta_{щч} = 0,4\theta + 19; \quad (4)$$

$$\theta_{шн} = 0,4\theta + 17; \quad (5)$$

$$\theta_{см} = 0,4\theta + 12. \quad (6)$$

Полученные зависимости справедливы для условий штиля и легкой прогулки в пределах часа в диапазоне температур воздуха от +10 до —35°.

Далее аналогичным способом была получена зависимость понижения температуры кожи лица от скорости ветра, из которой следует, что величина понижения  $\Delta\theta_s$  пропорциональна корню квадратному из скорости ветра

$$\Delta\theta_s = 3,3\sqrt{v}, \quad (7)$$

где  $\Delta\theta_s$  — понижение температуры кожи лица, °С;  $v$  — скорость ветра, м/сек.

Полученная зависимость представлена на рис. 1, где приведены также данные американских исследователей Бартона и Эдхолма, полученные в камере искусственного климата [3].

Зависимость  $\Delta\theta_s$  от  $v$  имеет вид аналогичный зависимости коэффициента внешней диффузии  $D$  от скорости ветра, полученной по данным физиологов. Согласование полученной зависимости с результатами американских исследователей удовлетворительное. При увеличении скорости

ветра выше 5 м/сек. теплосъем, пропорциональный величине  $\Delta\theta_s$ , становится независимым от скорости ветра и приближается к постоянной величине (кривая 1 на рис. 1). Это не согласуется с данными экспериментов, проведенных в естественных условиях.

Из соображений теории турбулентности следует, что разброс точек, представленный на рис. 1 в виде поля рассеяния, может быть связан как с пульсациями температуры и ветра, так и с неучетом возможных различий влажности воздуха. Более влажный воздух должен давать при обдувании кожи лица больший теплосъем, чем сухой воздух, при одной и той же скорости ветра. Это связано как с большей теплоемкостью влажного воздуха, так и с его большей турбулентной теплопроводностью.

В связи с этим представляется необходимым учет влажности в выражении (7), который мог бы дать уточнение зависимости. В настоящее время он затруднителен вследствие весьма малой точности измерений влажности при

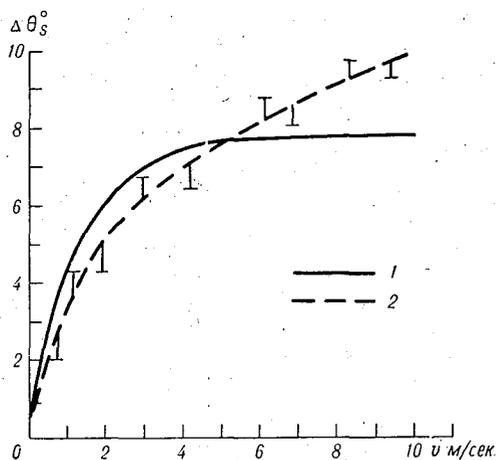


Рис. 1. Зависимость понижения температуры кожи лица  $\Delta\theta_s$  от скорости ветра  $v$ . 1 — по данным Бартона и Эдхолма, 2 — по данным авторов.

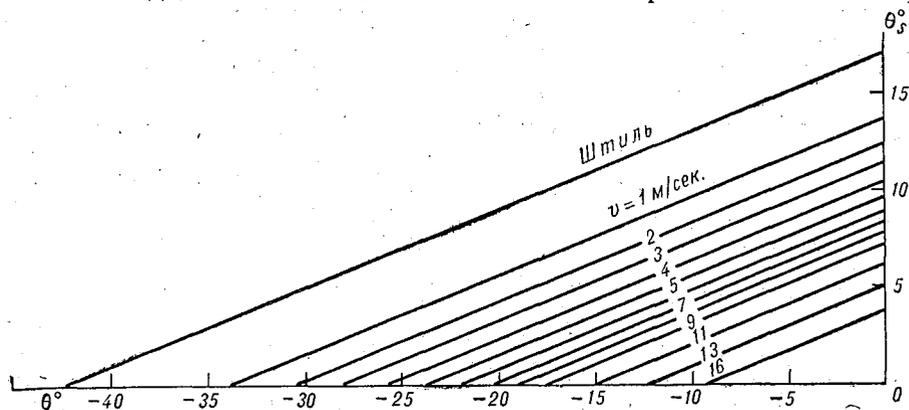


Рис. 2. Номограмма для определения температуры кожи лица  $\theta_s$  по заданным значениям температуры воздуха  $\theta$  и скорости ветра  $v$ .

низких температурах воздуха. Попытка учесть влажность насыщения через температуру воздуха не привела к уточнению зависимости (7).

Совместное влияние различных сочетаний температуры воздуха и скорости ветра аппроксимировано выражениями (8) — (10) соответственно для температуры кожи щеки, носа и мочки уха, где обозначения те же самые, что и в (5) — (7):

$$\theta_{сщ} = 0,4\theta - 3,3\sqrt{v} + 19; \quad (8)$$

$$\theta_{сн} = 0,4\theta - 3,3\sqrt{v} + 17; \quad (9)$$

$$\theta_{см} = 0,4\theta - 3,3\sqrt{v} + 12. \quad (10)$$

Постоянный член в выражениях (8) — (10), связан с различиями в количестве тепла в кровеносных сосудах лица при одном и том же уровне теплопродукции  $M$  и численно равен температуре кожи лица  $\theta_s$  при  $v=0$  и  $\theta=0$ .

По выражениям (8) — (10) построена номограмма, пример которой приведен на рис. 2. Входя в нее с заданными значениями температуры воздуха  $\theta$  и скорости ветра  $v$ , можно определять среднюю температуру кожи лица  $\theta_s$ .

Как следует из (8) — (10) и номограммы (рис. 2), одна и та же температура кожи может быть при различных сочетаниях температуры воздуха  $\theta$  и скорости ветра  $v$ . Например, температура кожи будет равна  $+5^\circ$  при таких сочетаниях: 1) штиль и температура воздуха  $\theta = -30^\circ$  и 2)  $v = 6$  м/сек. и  $\theta = -10^\circ$  и т. п. Представляют интерес сочетания температуры воздуха и скорости ветра эквивалентные условиям штиля. Так, в рассмотренном примере температура кожи лица  $+5^\circ$  может быть при температуре воздуха  $\theta = -10^\circ$  и скорости ветра  $v = 6$  м/сек., а также при штиле и температуре воздуха  $\theta = -30^\circ$ . Таким образом, может быть введено понятие «приведенной» температуры  $\theta_{пр}$ , соответствующей (для условий штиля) различным сочетаниям температуры воздуха и скорости ветра. Путем преобразования выражений (8) — (10) или на основании номограммы (рис. 2) может быть построена новая номограмма, дающая значения приведенной температуры  $\theta_{пр}$  для различных значений скорости ветра и температуры воздуха (рис. 3).

Введение понятия приведенной температуры  $\theta_{пр}$  позволяет оценить возможные в природе сочетания температуры воздуха и скорости ветра в эквивалентных единицах. Величина  $\theta_{пр}$  — показатель теплоотдачи в условиях штиля, эквивалентной теплоотдаче при данном сочетании скорости ветра и температуры воздуха  $\theta$ . Она может быть вычислена по формуле

$$\theta_{пр} = \theta - 8,2\sqrt{v} + \theta_R, \quad (11)$$

где  $\theta_R$  — радиационная добавка, град.

Следует отметить, что часть поля номограмм (рис. 2, 3) пока не обеспечена опытными данными и является экстраполяционной, полученной в предположении правомочности построенных зависимостей для области с более низкими температурами. Дальнейшие исследования должны дать их уточнение.

Использование номограмм вида (рис. 2, 3) позволяет производить оценку сочетаний различных температур воздуха и скорости ветра с точки зрения определения возможности обморожения. При обморожении температура кожи открытых частей тела понижается до  $0^\circ$  и ниже. На основании построенных зависимостей и известных сочетаний температуры воздуха и скорости ветра, полученных в результате обработки метеорологических данных за 20—30-летний период<sup>1</sup>, возможно оценить условия, способствующие обморожению, путем определения их повторяемости в различных климатических зонах.

Если говорить о возможности обморожения, то условия побережья морей Северного ледовитого океана отличаются такой же суровостью, как и районы «полюса холода». Так, например, дискомфортные условия в районе Диксона и Анадыря (табл. 1) наблюдаются в среднем многолетнем выводе так же часто, как и в центральных районах Якутии. Владивосток по условиям дискомфортности находится в более

<sup>1</sup> Данные о повторяемости различных сочетаний температуры воздуха и скорости ветра за многолетний период предоставлены Л. Е. Анапольской.

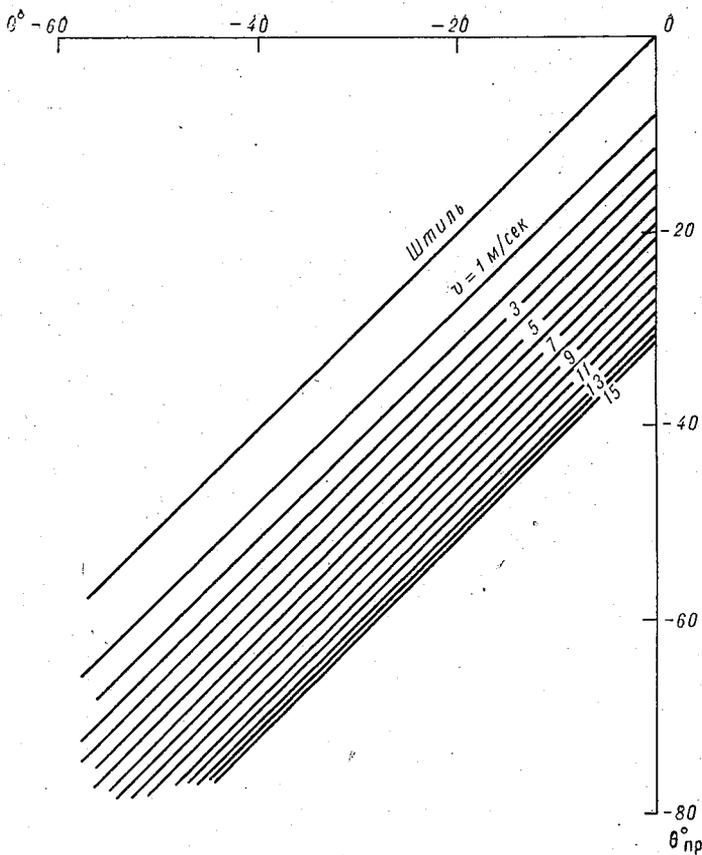


Рис. 3. Номограмма для определения «приведенной» температуры  $\theta_{пр}$  для различных сочетаний скорости ветра  $v$  и температуры воздуха  $\theta$ .

Таблица 1

Число дней с возможным обморожением за зиму

Станция	Длительность периода с температурами ниже $0^{\circ}$ , дни	Число дней с возможным обморожением лица
Ленинград . . . . .	122	2
Воейково . . . . .	136	8
Курск . . . . .	126	4
Новосибирск . . . . .	167	17
Диксон . . . . .	262	110
Чита . . . . .	181	14
Якутск . . . . .	211	109
Владивосток . . . . .	132	26
Анадырь . . . . .	231	87

неблагоприятных условиях, чем Новосибирск или Чита, хотя зимние температуры в Чите или в Новосибирске значительно ниже. Если учесть радиационную добавку, которая по предварительным оценкам в усло-

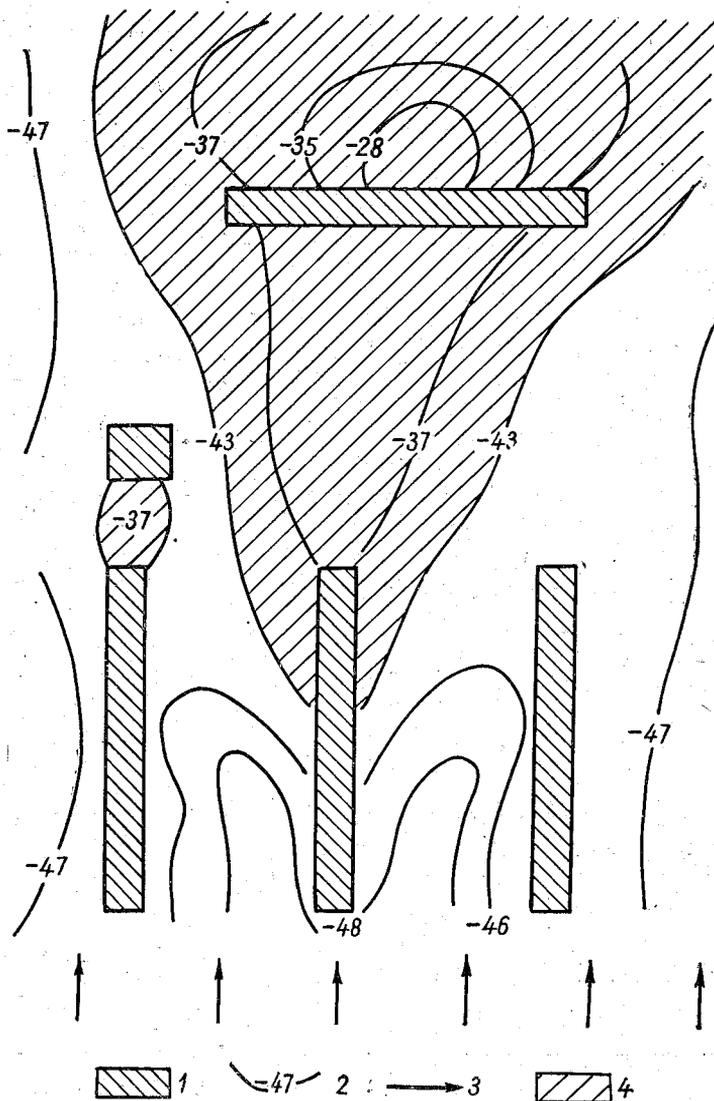


Рис. 4. Поле приведенных температур в типовой застройке при температуре воздуха  $-20^{\circ}$  и скорости ветра 10 м/сек.  
1 — здания, 2 — изолинии приведенной температуры, 3 — направление ветра на незастроенной территории, 4 — зона, где обморожение маловероятно.

виях Сибири может составить  $4-5^{\circ}$ , то период с возможным обморожением сократится на 30 дней.

Использование полученных соотношений (8) — (10) позволяет сравнивать поля температур внутри различных частей застройки, и с помощью приведенных температур  $\theta_{пр}$  оценивать мелиоративный эффект различных вариантов изменения поля ветра в черте города, а также выявлять проекты, обеспечивающие оптимальный режим внутри кварта-

лов. Это в первую очередь относится к тем районам, где наиболее важной задачей мелиорации микроклимата является снижение скорости ветра и уменьшение вероятности обморожения при пребывании взрослых и детей на воздухе (Норильск, Диксон, Магадан, Анадырь и др.).

В качестве примера для одного из типов застройки с известными коэффициентами скорости ветра были рассчитаны значения приведенных температур кожи лица (рис. 4). На рисунке выделяется область внутри застройки, где обморожение при температуре воздуха  $\theta = -20^\circ$  и скорости ветра  $v = 10$  м/сек. маловероятно (заштрихованная область), и вся остальная часть территории, где обморожение возможно. Различия приведенных температур открытых частей тела в различных частях застройки достигают  $20^\circ$ . Аналогичным образом могут быть получены поля приведенных температур для различных типов застройки, для которых известно поле ветра. Для построения поля приведенных температур (рис. 4) были использованы данные о ветровых коэффициентах, полученные в натуральных условиях, и номограмма (рис. 3). Такая методика позволяет оценить территории, предназначенные для застройки, с точки зрения выбора оптимальных участков для размещения зон отдыха, площадок для детских игр на открытом воздухе, размещения детских учреждений и т. д., что в терминах строителей носит название «функционального зонирования селитебной территории».

Представляет интерес использование полученных соотношений и номограмм для оценки ожидаемой погоды с точки зрения возможного обморожения. Мыслимы и другие приложения полученных результатов. В частности, знание температуры незащищенных участков кожи человека представляет интерес для уточнения методики расчета составляющих теплового баланса человека и детализации коэффициентов в выражении (1) — (3). Зная температуру кожи, можно определять затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен.

### Выводы

1. Различные сочетания температуры воздуха и скорости ветра можно привести к единому показателю, характеризующему теплоотдачу открытых частей тела при штилевых условиях.

2. Используя полученные зависимости, можно рассчитать продолжительность периода вероятного обморожения в разных климатических районах.

3. Возможно использование полученных зависимостей и номограмм для оценки дискомфорта пребывания человека в зависимости от типа застройки, для которого известно поле ветра.

### ЛИТЕРАТУРА

1. А да мен ко В. Н., Х ай ру л ли н К. Ш. Влияние скорости ветра и температуры воздуха на температуру открытых частей тела в зимний период. Проблемы регионального зимоведения. Вып. 2. Чита, 1968.
2. Б уд ы ко М. И. О тепловом балансе живых организмов. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1959.
3. Б ар то н А., Э д хо л м О. Человек в условиях холода. Пер. с англ. Изд. иностр. лит., М., 1957.
4. П и в ки н В. И. Архитектурно-планировочная организация застройки в условиях Сибири. Сер. «Градостроительство». Вып. 7, М., 1967.

## УЛУЧШЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В БОЛЬШИХ ГОРОДАХ СО СЛОЖНЫМ РЕЛЬЕФОМ И ЖАРКИМ КЛИМАТОМ

Последние десятилетия ознаменовались бурным ростом больших городов и крупных промышленных центров. Особенно быстро развиваются города Баку, Тбилиси и Ереван.

При общем дефиците земельных участков для современного этапа строительства в этих городах характерно повышение плотности и этажности застройки, расширение промышленно-производственной базы и в том числе вредных производств в городской черте, резкое увеличение индивидуального и городского транспорта, широкое применение камня и асфальта в дорожных и строительных работах, некоторое сокращение площадей, занятых многолетними насаждениями и т. д.

По данным П. Кратцера [1], В. Беера [2] и других исследователей, перечисленные факторы с течением времени неминуемо приводят к ухудшению санитарно-гигиенических условий в городах: к недопустимому увеличению концентрации вредных примесей в атмосфере, к увеличению радиационного и термического фона в городской застройке. В специфических условиях южных городов эти факторы, присущие вообще большим городам, в сочетании с местными природно-климатическими условиями создают в отдельные периоды года тяжелые для жизни населения микроклиматические условия.

К сожалению, в практике строительства эти особенности больших городов пока что не учитываются в достаточной мере. Генеральные планы городов и их природно-климатические обоснования по-прежнему составляются на основе довольно ограниченной информации, выдаваемой городскими метеорологическими станциями местных управлений ГМС.

Расположенные на открытых площадках, преимущественно вне жилой застройки, городские метеорологические станции, не могут регистрировать все изменения городского климата, возникающие в результате роста и развития городов. Поэтому в каждом отдельном случае возникает необходимость в специальном изучении действительных условий метеорологической среды непосредственно в городской застройке с целью использования полученной информации при составлении или уточнении генеральных планов развития городов, детальной планировки их районов, проектировании и расчете зданий и сооружений.

С этой точки зрения определенный методический интерес представляют наблюдения в г. Ереване, организованные по инициативе Архи-

тектурно-планировочного управления исполкома Ергорсовета и осуществляемые с 1966 г. совместными усилиями ряда организаций при консультации ГГО.

Учитывая сложные климатические условия Еревана, а также сложившуюся структуру городской застройки, степень и характер благоустройства, в городе осуществляется фундаментальное изучение микроклиматических условий путем сочетания работы временной сети метеорологических постов с периодическими микроклиматическими наблюдениями в жилой застройке, зданиях и зеленых насаждениях.

Посты расположены в пяти основных районах города, в которых ведется интенсивное жилищно-гражданское и промышленное строительство. В пределах одного и того же района посты расположены группами — в застройке, на открытом месте и частично в насаждениях.

Различия в высотных отметках между ними составляют по меридиональному профилю города около 400 м, а по широтному — около 200 м.

На постах установлены будки Селянинова на высоте 1,5 м, в которых помещены максимальный, минимальный и срочный термометры. Кроме того, посты оборудованы аспирационными психрометрами и ручными анемометрами.

В течение первого года наблюдения проводились ежедневно в 7, 13, 19 и 21 час. Определялись температура, влажность воздуха, скорость и направление ветра. В последующие два года наблюдения проводились периодически летом и зимой в те же часы суток по тем же показателям. Для проверки работы временной сети метеорологических постов на основных точках были установлены термографы и гигрографы. Данные сети сверяются с данными городских метеорологических станций, дополнительные наблюдения на которых были организованы в аналогичных условиях. Одновременно проводятся периодические наблюдения по изучению аэрационного и радиационного режимов в городской застройке.

Перечисленный комплекс микроклиматических исследований в городе Ереване завершается в конце 1968 г., однако уже сейчас можно судить о характере изменчивости основных параметров метеорологической среды в застройке и сделать некоторые предварительные выводы.

Как видно из рис. 1, на распределение ведущих факторов наружного воздуха оказывают влияние как естественные физико-географические условия, так и искусственная среда, создаваемая при застройке города. При этом изменения, вызываемые городской застройкой в климате местности, довольно значительны и отмечаются в течение всего года.

Если изменение температуры воздуха на открытых участках происходит по обычной для горных условий закономерности (летом температура понижается в среднем на  $0,7^\circ$  на каждые 100 м высоты), то в городской застройке распределение температуры воздуха зависит также от плотности застройки и от степени внутриквартального озеленения.

В Ереване летом наиболее высокие температуры воздуха отмечаются в центральной, наиболее плотно застроенной, части города, тяжелые термические условия в которой усугубляются большой интенсивностью отраженной солнечной радиации, почти штилевым состоянием и большой сухостью приземного слоя воздуха. В то же время на окраинах города как на севере, так и на юге, температурно-влажностная характеристика в городской застройке примерно такая же, как на открытых участках.

Принимая во внимание перспективный рост города и связанное с этим последующее уплотнение территории застройки сегодняшних окраин,

с достаточной для практических целей точностью можно утверждать, что с течением времени в этих районах произойдет соответствующее повышение летней расчетной температуры воздуха в среднем до  $33^{\circ}$ . Это значит, что в южной пониженной части города с уплотнением застройки микроклиматические условия будут еще более тяжелыми, чем в современном центре. В северных же нагорных территориях города даже после уплотнения застройки расчетные температуры воздуха не будут превышать  $30^{\circ}$  и могут быть несколько понижены несложными планировочными и конструктивными мероприятиями. Поэтому при выборе

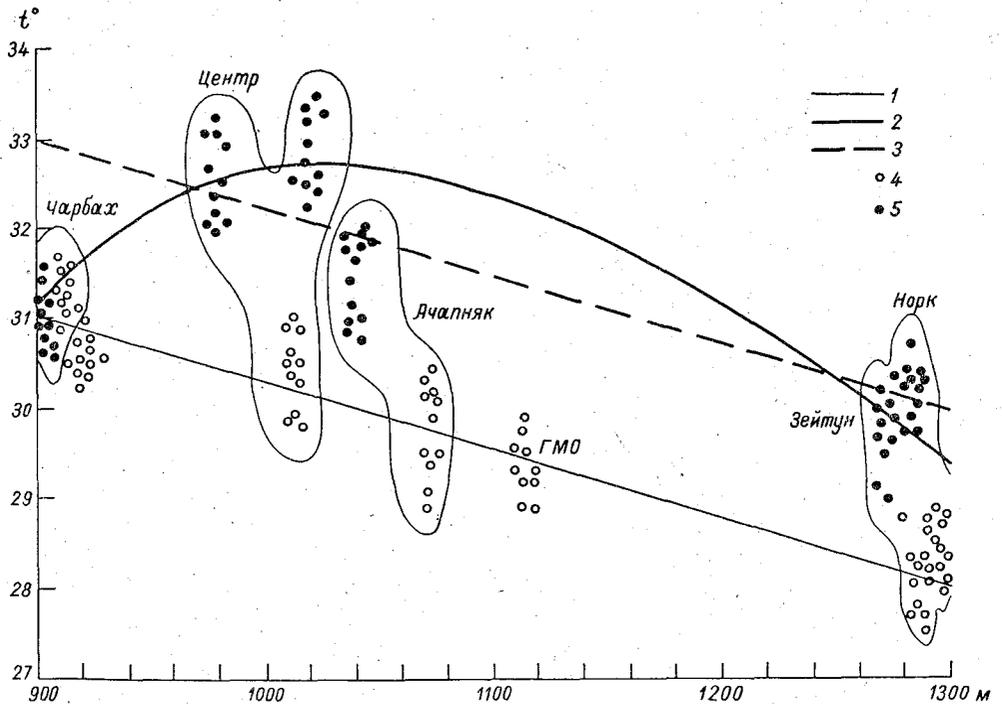


Рис. 1. Распределение температуры воздуха в Ереване в зависимости от высоты места и плотности застройки (июль—август 1966 г., 13 час.)

1 — на открытых участках, 2 — в городской застройке, 3 — вероятное распределение температуры при одинаковой плотности застройки по городу. Наблюдения: 4 — на открытых участках, 5 — в застройке.

территории для нового строительства и определения плотности застройки в развивающихся районах города, наряду с другими факторами экономического, инженерного, планировочного характера, нужно учитывать также природно-климатическую специфику места строительства.

С микроклиматической точки зрения, например, более целесообразно уплотнение жилой застройки в Ереване осуществлять в сторону северных возвышенностей Арабкира, Авана, Норка, Зейтуна, где устанавливаются сравнительно более благоприятные условия в жаркое время года, оставляя южные низменные и наиболее жаркие территории для развития и расширения промышленного производства. Южные территории города должны быть хорошо озеленены и обводнены, а основные производственные цеха промышленных предприятий должны быть оборудованы установками искусственного климата.

Реконструкция центральной части города должна осуществляться путем строительства в основном зданий повышенной этажности башен-

ного типа и многосекционными домами со свободным первым этажом для обеспечения нормальных условий аэрации на внутриквартальных территориях.

Своеобразное распределение метеорологических элементов по городу указывает также на необходимость уточнения расчетных параметров наружного воздуха, принятых в настоящее время в проектной практике Еревана.

Действительно, как было показано выше, сложные физико-географические условия города (большая разница в высоте, сложность пересеченного рельефа и т. д.) определяют значительные микроклиматические различия на сравнительно небольших расстояниях. В этих условиях расчетные климатические параметры опорной станции Ереван ГМО, расположенной в пониженной части города на отметке 910 м над ур. м., не могут быть использованы для всего города.

Как видно из рис. 2, данные опорной станции в течение всего года отличаются от данных станций временной сети, расположенных в Норке и Зейтуне на высоте около 1300 м. Эти отличия четко выявляются как в холодный, так и в жаркий периоды года (рис. 3). Например, средняя месячная температура воздуха в феврале 1967 г. составляла: в центре города  $-3,7^{\circ}$ , на станции ГМО  $-4,2^{\circ}$ , в Зейтуне  $-6,8^{\circ}$ , а в Норке  $-7,3^{\circ}$ .

В том же месяце минимальная температура воздуха составляла соответственно  $-14,1^{\circ}$ ,  $-16,4^{\circ}$ ,  $-18,4^{\circ}$  и  $-20,3^{\circ}$ . В связи с этим для

решения теплотехнических и градостроительных задач пользоваться осредненными расчетными показателями, составленными для города в целом, можно только с учетом особенностей его отдельных районов.

На основании изложенного можно сделать следующие предварительные выводы:

1. Интенсивное строительство крупных городов в южных районах страны сопровождается в жаркое время года заметным ухудшением микроклиматических условий в жилой застройке и в зданиях. Это обстоятельство должно учитываться при составлении и уточнении генеральных планов развития городов и в повседневной практике строительства.

2. Одновременно с ростом и развитием городов должна проводиться

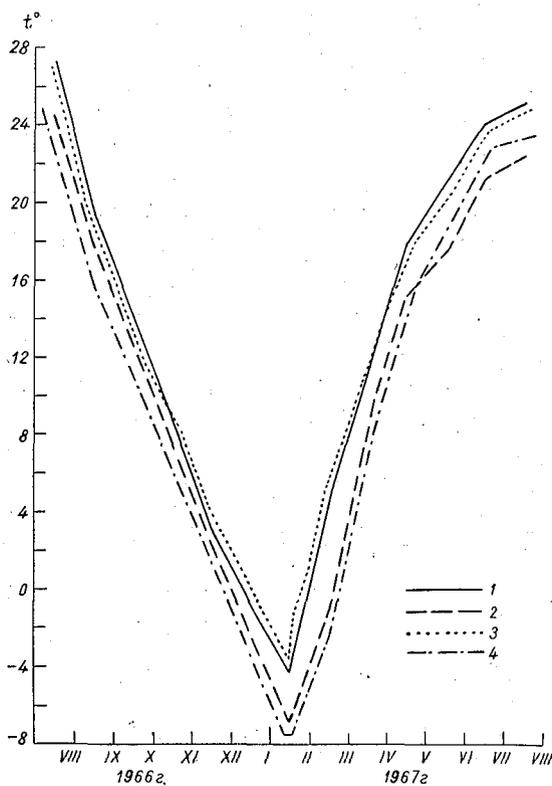


Рис. 2. Годовой ход температуры воздуха в отдельных частях Еревана по средним месячным с августа 1966 г. по август 1967 г.

1 — ГМО, 2 — Зейтун, 3 — центр города, 4 — Норк.

соответствующая работа по улучшению метеорологической среды средствами планировки, застройки, озеленения и общего благоустройства территорий, а также с помощью различных инженерно-технических мероприятий.

3. Для разработки конкретных мер по защите городов от неблагоприятного сочетания метеорологических факторов необходима исчерпывающая информация об особенностях микроклимата в городской застройке, полученная на основании натуральных наблюдений и теоретических расчетов.

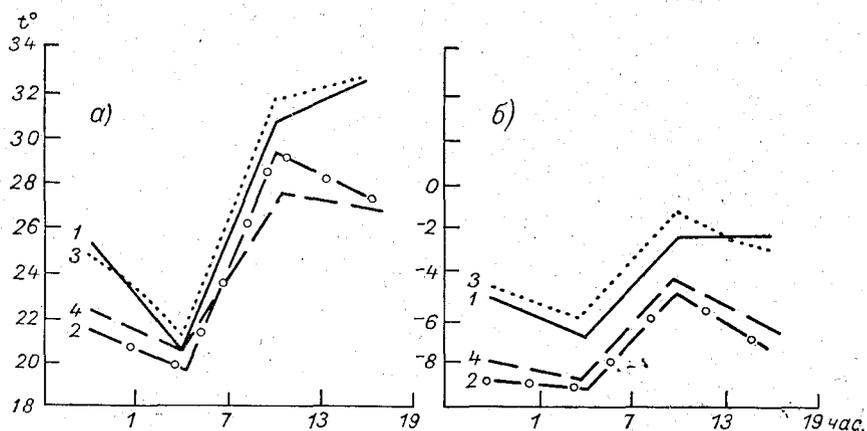


Рис. 3. Суточный ход температуры воздуха в отдельных частях Еревана летом 1966 г. (а) и зимой 1966—1967 г. (б).

1 — ГМО, 2 — Зейтун, 3 — центр города, 4 — Норк.

4. В условиях городов со сложным сильно пересеченным рельефом, где имеются значительные микроклиматические различия на сравнительно небольших расстояниях, данные опорных метеорологических станций системы УГМС должны осредняться по городу в целом с учетом особенностей его отдельных районов.

Имея полную и достоверную характеристику местных условий и зная закономерности распределения ведущих элементов климата в городской застройке, проектировщики смогут более правильно учитывать эти особенности в строительстве, что будет способствовать улучшению метеорологической среды и санитарно-гигиенических условий в больших городах южной зоны страны.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кратцер П. А. Климат города. Изд. иностр. лит. М., 1958.
2. Беер В. Техническая метеорология. Гидрометеиздат, М., 1966.

### КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ РАСЧЕТНЫХ ЗИМНИХ ТЕМПЕРАТУР НАРУЖНОГО ВОЗДУХА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СТРОИТЕЛЬСТВА

Одной из важных климатических характеристик, широко применяемых в строительстве при проектировании и теплотехнических расчетах ограждающих конструкций промышленных сооружений и жилых зданий является температура воздуха. По ней определяют тип и толщину стен и покрытий, теплоотдачу зданий, длительность отопительного периода и т. д. [1], [2], [3], [7]. Наиболее распространенными термическими характеристиками, вошедшими в строительные нормы и правила (СНиП), являются расчетные зимние температуры наружного воздуха — температура самой холодной пятидневки в году (обозначим ее для краткости  $\theta_n$ ) и зимняя вентиляционная температура  $\theta_v$ , т. е. средняя температура наиболее холодной части отопительного периода, составляющей 15% длительности всего отопительного периода. Данные по этим климатическим параметрам достаточно полно представлены в Справочнике по климату СССР [4]. Но в этих справочниках отсутствуют сведения о пространственной изменчивости расчетных зимних температур наружного воздуха в зависимости от характера и свойств подстилающей поверхности (тип рельефа, экспозиция склона, близость водоема и т. д.). Строители для теплотехнических расчетов используют данные наблюдений ближайшей метеорологической станции, в большинстве случаев не отражающие микроклиматические особенности конкретного пункта, где ведется строительство. Это приводит к большим ошибкам в расчетах и соответственно к непроизводительным расходам государственных средств. Для повышения эффективности использования данных о климате в строительстве назрела необходимость разработки методики детальной оценки климатических условий на ограниченной территории или в конкретном пункте с учетом местоположения.

Изучение географического распределения среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха  $\theta_m$  на территории СССР показало, что эта зимняя характеристика термического режима очень сильно изменяется на малых расстояниях за счет местоположения, особенно под влиянием рельефа. На основе количественного учета изрезанности рельефа, характеризующейся глубиной базисов эрозии, и степени континентальности климата выполнено районирование микроклиматической изменчивости  $\theta_m$  для холмистого и горного рельефа на территории СССР [5], [6]. Было выделено семь районов с разной микроклиматической изменчивостью  $\theta_m$  в зависимости от рельефа. Максимальные различия

в  $\theta_M$  между вершиной и котловиной колеблются в пределах 6—17°, что соответствует изменению этого климатического элемента на ЕТС.

Анализ данных более 300 метеорологических станций по  $\theta_M$ ,  $\theta_{II}$ ,  $\theta_V$  и температуре самого холодного месяца  $\theta_X$  показал, что эти термические характеристики взаимосвязаны, поэтому, зная географическую изменчивость одной из них (например,  $\theta_M$ ) в зональном разрезе и под влиянием микроклимата, можно получить соответствующую оценку для других.

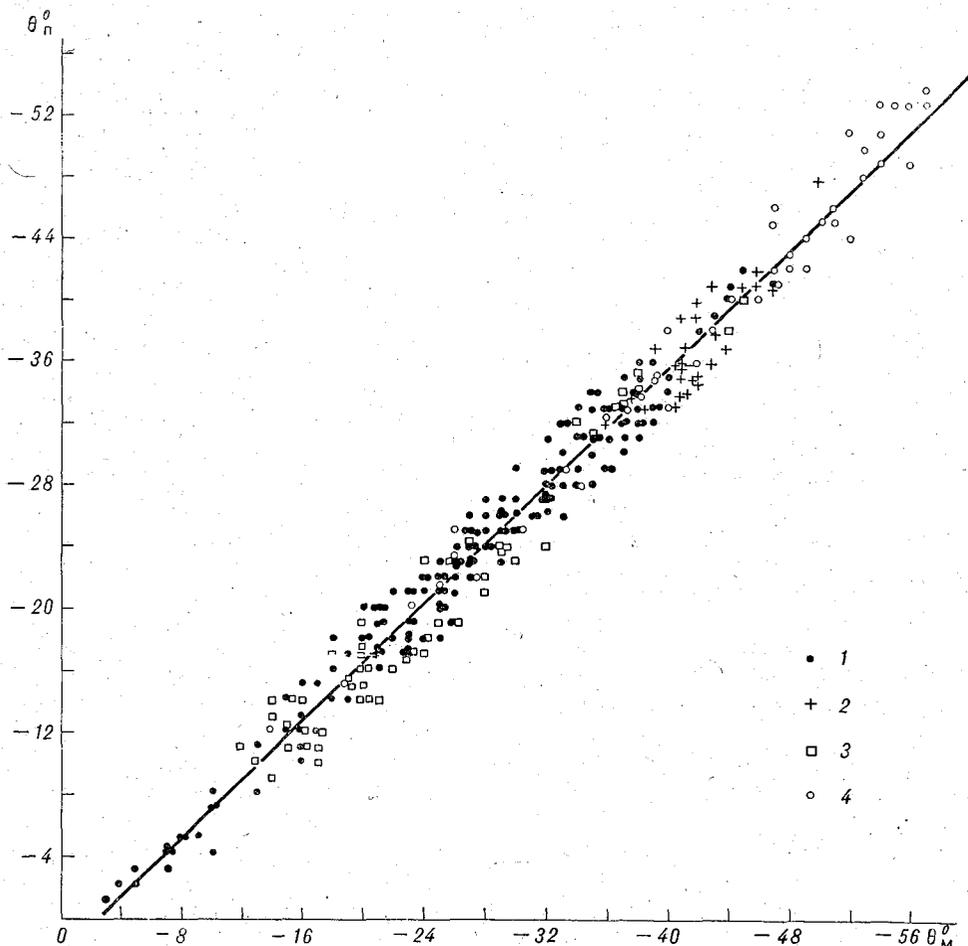


Рис. 1. Зависимость между температурой самой холодной пятидневки и средним из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха.

1 — ЕТС; 2 — Западная Сибирь; 3 — Средняя Азия; 4 — Восточная Сибирь.

На рис. 1 показан пример такой зависимости между  $\theta_M$  и  $\theta_{II}$ . Точки на графике характеризуют данные станций, расположенных в условиях открытого ровного места на территории СССР. Интересно отметить, что зависимость выполняется в различных климатических районах с высоким коэффициентом корреляции ( $r \approx 0,90—0,98$ ). Это позволило предложить общее уравнение регрессии, согласно которому  $\theta_{II}$  можно рассчитать как  $\theta_{II} = 0,95 \theta_M - 2,3$ .

Средняя квадратическая ошибка найденного уравнения составляет не более 5% абсолютных значений  $\theta_{II}$  и колеблется в пределах  $\pm 1—2^\circ$ .

Установлена такая же тесная линейная зависимость между  $\theta_M$  и температурой самого холодного месяца. На графиках связи  $\theta_M$  с  $\theta_B$ , а также  $\theta_{II}$  с  $\theta_B$  четко выделились две группы точек, характеризующие различные климатические районы. При одном и том же среднем из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха наблюдаются разные значения  $\theta_B$  на ЕТС и в Восточной Сибири. Это, по-видимому, объясняется тем,

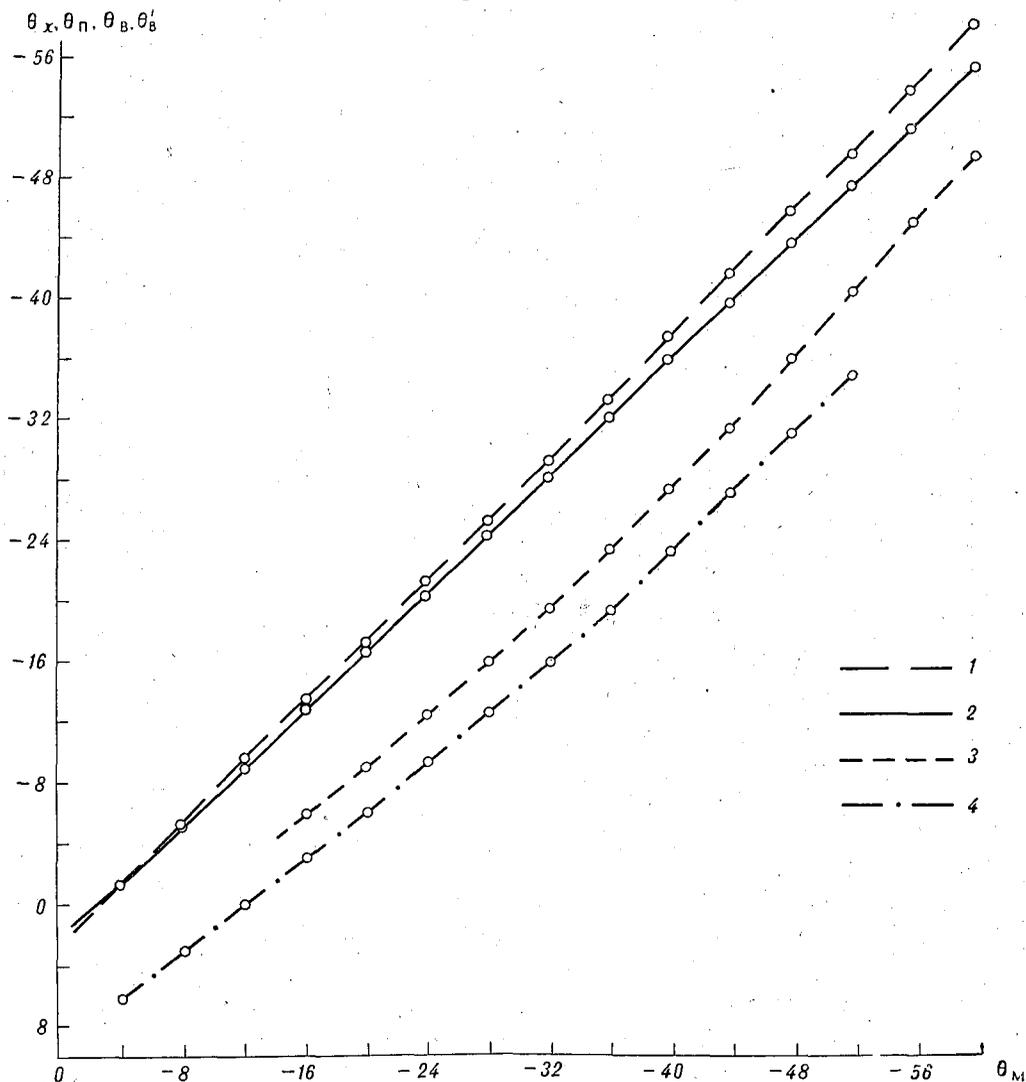


Рис. 2. Средние линии зависимостей между средним из абсолютных годовых минимумов температуры и  $\theta_x, \theta_{II}, \theta_B$ .

1 — связь  $\theta_M$  с  $\theta_x$ ; 2 — связь  $\theta_M$  с  $\theta_{II}$ ; 3 — связь  $\theta_M$  с  $\theta_B$ ; 4 — связь  $\theta_M$  с  $\theta'_B$ .

что зимняя вентиляционная температура сильно зависит от общей продолжительности отопительного периода и от особенностей ветрового режима, характерного для наиболее холодной части отопительного периода. Варьирование этих характеристик определяет различия в  $\theta_B$  на территории СССР.

На рис. 2 представлены средние линии зависимости между различными зимними характеристиками термического режима, которые могут

служить основой для уплотнения метеорологической информации. Используя данные графика, можно, не прибегая к трудоемкому картированию каждой термической характеристики, рассчитать  $\theta_{\Pi}$ ,  $\theta_{\text{В}}$ ,  $\theta_{\text{Х}}$  для любого пункта СССР в зависимости от рельефа по картам, ранее составленным автором (1967 г.) для  $\theta_{\text{М}}$ . Как следует из табл. 1, полученной по данным графиков зависимости между  $\theta_{\text{М}}$  и  $\theta_{\text{В}}$ ,  $\theta_{\Pi}$ ,  $\theta_{\text{Х}}$ , в пределах страны температура самой холодной пятидневки в году в среднем на 2—6°, а зимняя вентиляционная температура наружного воздуха на 8—19° выше  $\theta_{\text{М}}$  ( $\theta_{\text{В}}$  характеризует ЕТС, Среднюю Азию, Западную Сибирь,  $\theta_{\text{В}}$  — Восточную Сибирь). Различия между термическими характеристиками увеличиваются с возрастанием абсолютных значений  $\theta_{\text{М}}$ .

Таблица 1

Изменение  $\theta_{\Pi}$  и  $\theta_{\text{В}}$  в зависимости от уровня  $\theta_{\text{М}}$  (град.)

$\theta_{\text{М}}$	$\theta_{\text{Х}}$	$\theta_{\Pi}$	$\theta_{\text{В}}$	$\theta'_{\text{В}}$	$\theta_{\Pi} - \theta_{\text{М}}$	$\theta_{\text{В}} - \theta_{\text{М}}$	$\theta'_{\text{В}} - \theta_{\text{М}}$
-4	-1,5	-1,5	6,0	—	2,5	10,0	4,0
-8	-5,5	-5,5	3,0	—	2,5	11,0	8,0
-12	-9,5	-9,0	0,0	—	3,0	12,0	12,0
-16	-13,0	-13,0	-3,0	-6,0	3,0	13,0	10,0
-20	-17,5	-16,5	-6,0	-9,0	3,5	14,0	11,0
-24	-21,5	-20,5	-9,0	-12,5	3,5	15,0	11,5
-28	-25,5	-24,0	-12,5	-16,0	4,0	15,5	12,0
-32	-29,5	-28,0	-16,0	-19,5	4,0	16,0	12,5
-36	-33,5	-32,0	-19,5	-23,0	4,0	16,5	13,0
-40	-37,5	-35,5	-23,0	-27,0	4,5	17,0	13,0
-44	-41,5	-39,5	-27,0*	-31,0	4,5	17,0	13,0
-48	-45,5	-43,0	-31,0	-35,0	5,0	17,0	13,0
-52	-49,5	-47,0	-34,5	-40,0	5,0	17,5	12,0
-56	-53,5	-51,0	—	-45,0	5,0	—	11,0
-60	-57,5	-54,5	—	-49,0	5,5	—	11,0

Для 35 пунктов, равномерно освещающих территорию СССР, были выполнены расчеты  $\theta_{\Pi}$ ,  $\theta_{\text{В}}$ ,  $\theta_{\text{Х}}$  по  $\theta_{\text{М}}$  с учетом местоположения каждого пункта для районов с выровненным рельефом ( $\Delta h \leq 50$  м), холмистым рельефом ( $\Delta h \approx 50-150$  м), низко- и среднегорным рельефом ( $\Delta h \approx 150-300$  м), горным рельефом ( $\Delta h > 300$  м). Анализ выполненных расчетов показал, что микроклиматические разности, возникающие за счет рельефа, для  $\theta_{\Pi}$  и  $\theta_{\text{Х}}$  близки по абсолютной величине, а для  $\theta_{\text{В}}$  несколько меньше соответствующих разностей  $\theta_{\text{М}}$  и имеют четко выраженную географическую изменчивость, возрастающую более чем в 2—3 раза в направлении с северо-запада на юго-восток и восток. Это позволяет с достаточной для практических целей точностью использовать схематическое районирование микроклиматических различий в  $\theta_{\text{М}}$  по элементам рельефа для количественной оценки пространственной изменчивости расчетных зимних температур наружного воздуха.

В северо-западных, западных и южных равнинных районах Европейской территории СССР, на побережьях северных морей, в северных и центральных районах Западной Сибири, а также в субтропических районах Западной Грузии и Азербайджана с выровненным слабовыраженным рельефом, характеризующимся относительными разностями высот местности, редко превышающими 20—50 м, на вершинах и верхних частях склонов температура самой холодной пятидневки на 2° выше, а в замкнутых узких долинах и котловинах на 3—4° ниже, чем на от-

крытом ровном месте (рис. 3, табл. 2). Максимальные микроклиматические различия по элементам рельефа относительно невелики и не превышают для  $\theta_{\text{п}}$  5—6°, а для  $\theta_{\text{в}}$  4—5° (1-й район). В более континентальном климате Приволжской, Гуранской низменностей, южных районов Западной Сибири при той же относительной разности высот местности ( $\Delta h \leq 50$  м) микроклиматические разности для  $\theta_{\text{п}}$  между вершиной и котловиной составляют 6—7°, а для  $\theta_{\text{в}}$  5—6° (2-й район).

Таблица 2

Изменение расчетных зимних температур (град.) наружного воздуха на территории СССР в зависимости от рельефа

Район	Параметры	Вершины, верхняя треть склона	Середина склона	Широкая долина	Замкнутая долина, котловина	Разность вершина — котловина
1. Слабовхолмленный рельеф ЕТС	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	2	1	-2	-3 -4	5-6
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	2	1	-1 -2	-2 -3	4-5
2. Слабохолмистый рельеф АТС и юго-востока ЕТС	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	2-3	1-2	-2	-4	6-7
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	$\geq 2$	$\geq 1$	-2	-3 -4	5-6
3. Холмистый рельеф ЕТС и слабо-выраженный рельеф АТС	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	3-4	$\geq 2$	-2 -3	-4 -5	7-9
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	2-3	1-2	-2 -3	-5 -6	6-7
4. Холмистый рельеф АТС, низко- и среднегорный рельеф ЕТС	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	4-5	2-3	$\geq -3$	-5 -6	9-11
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	3-4	$\geq 2$	$\geq -3$	-4 -5	7-9
5. Низко- и среднегорный рельеф АТС и горы Кавказа	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	$\geq 5$	—	-3 -5	-6 -8	11-13
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	4-5	—	-3 -4	-5 -6	9-11
6. Горы Тянь-Шаня, Памира, Алтай, Саян	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	5-6	—	-5 -6	-8 -9	13-15
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	$\geq 5$	—	-4 -5	-6 -8	11-13
7. Горы Центральной и Восточной Якутии	$\theta_{\text{п}}, \theta_{\text{х}}$	$\geq 6$	—	-6 -7	-9 -10	15-17
	$\theta_{\text{в}}, \theta_{\text{х}}$	5-6	—	-5 -6	-8 -9	13-15

Примечание. Положительные величины означают повышение  $\theta_{\text{п}}$ ,  $\theta_{\text{х}}$ ,  $\theta_{\text{в}}$  по сравнению с температурами на открытом ровном месте для холмистого рельефа или на склоне для горного рельефа, отрицательные — понижение.

Значительно сильнее выражено влияние микроклимата в условиях холмистого рельефа ( $\Delta h = 50-150$  м). На возвышенностях ЕТС (Среднерусская, Валдайская, Приволжская, Вольно-Подольская, Донецкий Кряж, Общий Сырт), а также в холмистой местности Кольского полуострова и полуострова Таймыр  $\theta_{\text{п}}$  на вершинах может быть на 3—4° выше, а в замкнутых узких долинах (менее 1 км в поперечнике) или котловинах на 4—5° ниже, чем на открытом ровном месте. Максимальная микроклиматическая изменчивость за счет рельефа составляет в среднем для  $\theta_{\text{п}}$  7—9°, а для  $\theta_{\text{в}}$  6—7°. Примерно такие же различия могут быть в выровненных районах предгорий Тянь-Шаня, Памира и Центральной Якутской низменности (при  $\Delta h \leq 50$  м) за счет возрастания континентальности климата, а также для горного рельефа Кавказа выше 2 км за счет влияния абсолютной высоты над уровнем моря (3-й район).

В континентальном климате Казахского мелкосопочника, предгорий Алтая, Саян, Тянь-Шаня и Восточной Сибири для холмистого рельефа ( $\Delta h \approx 50-150$  м) различия в  $\theta_{\text{п}}$  по элементам рельефа возрастают до 9—11°. Примерно такие же микроклиматические разности возможны в условиях низко- и среднегорного рельефа ( $\Delta h \approx 150-300$  м) Урала, Кавказа, Карпат, Копет-Дага, а также Камчатки и Чукотского полуострова (4-й район).

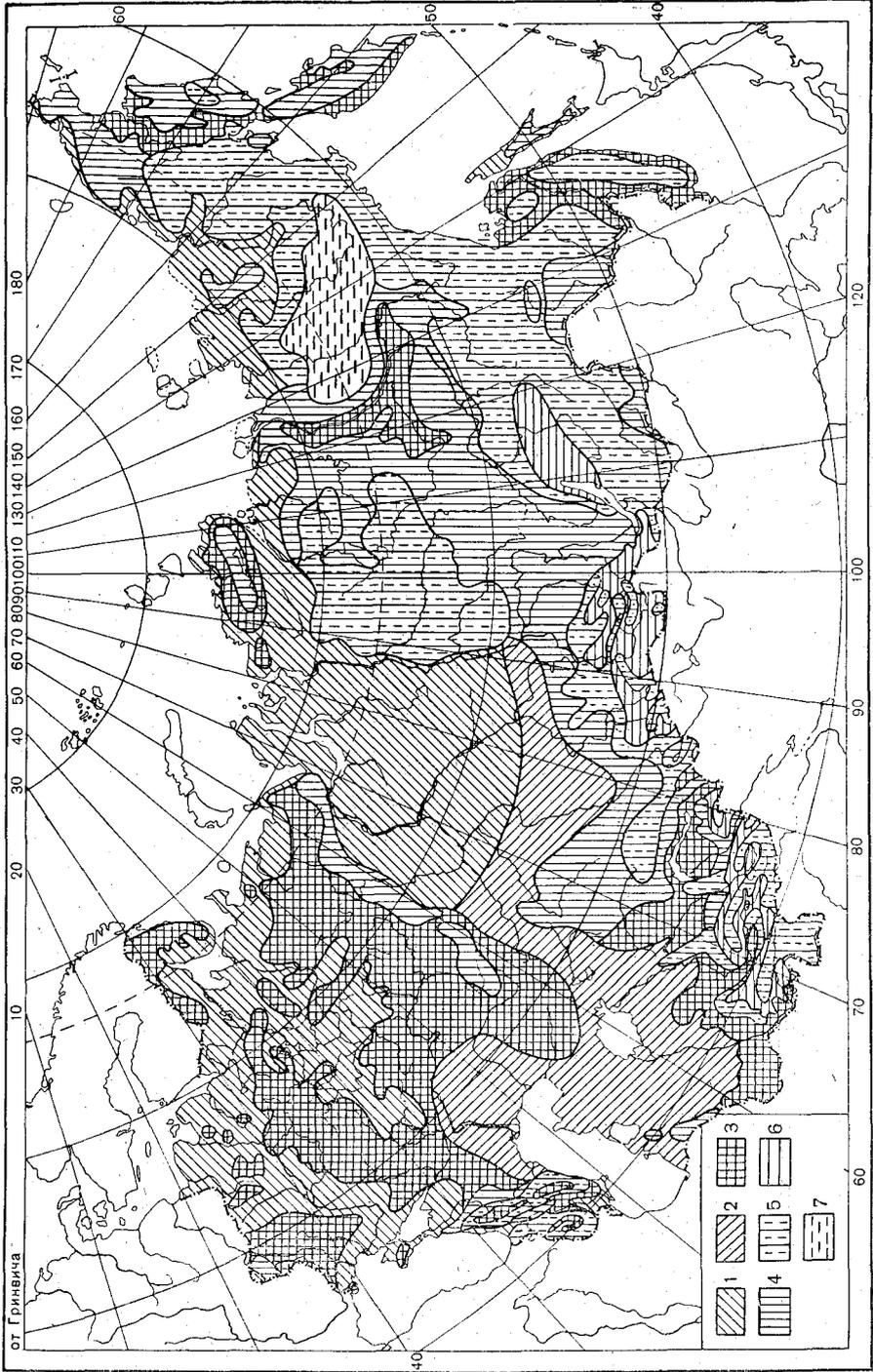


Рис. 3. Карты районов микроклиматической изменчивости расчетных зимних температур наружного воздуха в холмистом и горном рельефе.

1 — слабохолмистый рельеф ЕТС; 2 — то же в условиях континентального климата АТС и юго-востока ЕТС; 3 — холмистый рельеф ЕТС и слабо-выраженный рельеф АТС; 4 — холмистый рельеф АТС и низко-среднегорный рельеф ЕТС; 5 — низко- и среднегорный рельеф АТС и горы Кавказа; 6 — горы Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян; 7 — горы Центральной и Восточной Якутии.

В низко- и среднегорных районах Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян и Восточной Сибири ( $\Delta h \approx 150-300$  м), а также в горных районах выше 2 км максимальные микроклиматические разности для  $\theta_{\text{п}}$  возрастают до  $11-13^\circ$ , а для  $\theta_{\text{в}}$  до  $9-11^\circ$ . В этих условиях температура самой холодной пятидневки в году может быть на вершине на  $5^\circ$  выше, а в замкнутой долине или котловине на  $6-8^\circ$  ниже, чем  $\theta_{\text{п}}$  на средних частях склона. Сходные величины различий расчетных зимних температур наружного воздуха по элементам рельефа возможны в горных районах Кавказа при возрастании относительной разности высот местности более 300 м (5-й район).

При увеличении базисов эрозии до 300 м и более ( $\Delta h > 300$  м) в горах Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян и Восточной Сибири максимальные различия в температуре между вершиной и котловиной для  $\theta_{\text{п}}$  возрастают до  $13-15^\circ$ , а для  $\theta_{\text{в}}$  до  $11-13^\circ$  (6-й район). Наибольшая пространственная изменчивость расчетных зимних температур на малых расстояниях за счет рельефа возможна в горах Центральной и Восточной Якутии (Верхоянский, Черский хребты; Оймяконское и Нерпское плоскогорья), где при  $\Delta h > 300$  м  $\theta_{\text{п}}$  на вершинах могут быть на  $6^\circ$  выше, а в замкнутых долинах на  $9-10^\circ$  ниже, чем  $\theta_{\text{п}}$  на средних частях склона. Максимальные различия составляют для  $\theta_{\text{п}}$   $15-17^\circ$ , а для  $\theta_{\text{в}}$  —  $13-15^\circ$  (7-й район).

Расчетные зимние температуры наружного воздуха характеризуются значительной пространственной изменчивостью за счет местоположения в различных формах холмистого и горного рельефа. Максимальные микроклиматические разности в  $\theta_{\text{п}}$ ,  $\theta_{\text{в}}$  между вершиной и котловиной на большей части территории СССР составляют 20—40% абсолютных значений зимних расчетных температур. Это свидетельствует о том, насколько важно при использовании расчетных зимних температур наружного воздуха в строительстве учитывать микроклиматическую изменчивость этих характеристик на малых расстояниях.

Пользуясь табл. 2 и рис. 3, можно с достаточной для практических целей точностью определить  $\theta_{\text{п}}$  и  $\theta_{\text{в}}$  в любом конкретном пункте, где ведутся изыскательские работы, если известны его координаты и местоположение, а также местоположение ближайшей метеорологической станции. Например, станция находится в холмистой местности ЕТС в долине и  $\theta_{\text{п}}$  равна  $-35^\circ$ , а искомый пункт на вершине. Вычитая поправку для долин (табл. 2, район 3-й), найдем  $\theta_{\text{п}}$  для открытого ровного места, она равняется  $-33^\circ$ . Далее, вычитая из  $\theta_{\text{п}}$  для ровного места поправку для вершин  $4^\circ$ , получим  $\theta_{\text{п}}$  для искомого пункта, равную  $-29^\circ$ .

При определении величин  $\theta_{\text{п}}$  и  $\theta_{\text{в}}$  в горной местности, кроме влияния рельефа, необходимо учитывать влияние абсолютной высоты над уровнем моря и экспозицию склона, так как под влиянием макроклиматических инверсий сильно нарушается нормальное распределение зимних температур наружного воздуха на склонах хребтов. На рис. 4 показан пример зависимости между  $\theta_{\text{м}}$  (используя табл. 1, можно определить соответствующие значения для  $\theta_{\text{п}}$  и  $\theta_{\text{в}}$ ) и абсолютной высотой над уровнем моря с учетом рельефа и экспозиции склона. Зимой нормальное падение  $\theta_{\text{м}}$  с высотой наблюдается во всех горных системах, начиная с уровня 1,5—2 км. В слое 0,2—1,5 км в зависимости от характера горной страны, экспозиции склона и условий образования и повторяемости макроклиматических инверсий возможно большое разнообразие в распределении зимних температур наружного воздуха, что хорошо видно на примере северных и южных склонов Большого Кавказа и Тянь-Шаня. В этом слое на южном склоне Большого Кавказа наблюдается резкое падение  $\theta_{\text{м}}$  и соответственно  $\theta_{\text{п}}$  и  $\theta_{\text{в}}$  с высотой за счет смягчающего

влияния моря, а на северном склоне Большого Кавказа в результате частных макроклиматических инверсий наблюдается возрастание зимних температур наружного воздуха с образованием теплой инверсионной зоны на уровне 1000—1400 м со скачком температуры порядка 3—5° (рис. 4а). На северных склонах Таласского и Заилийского Алатау возрастание зимних температур в теплой инверсионной зоне на

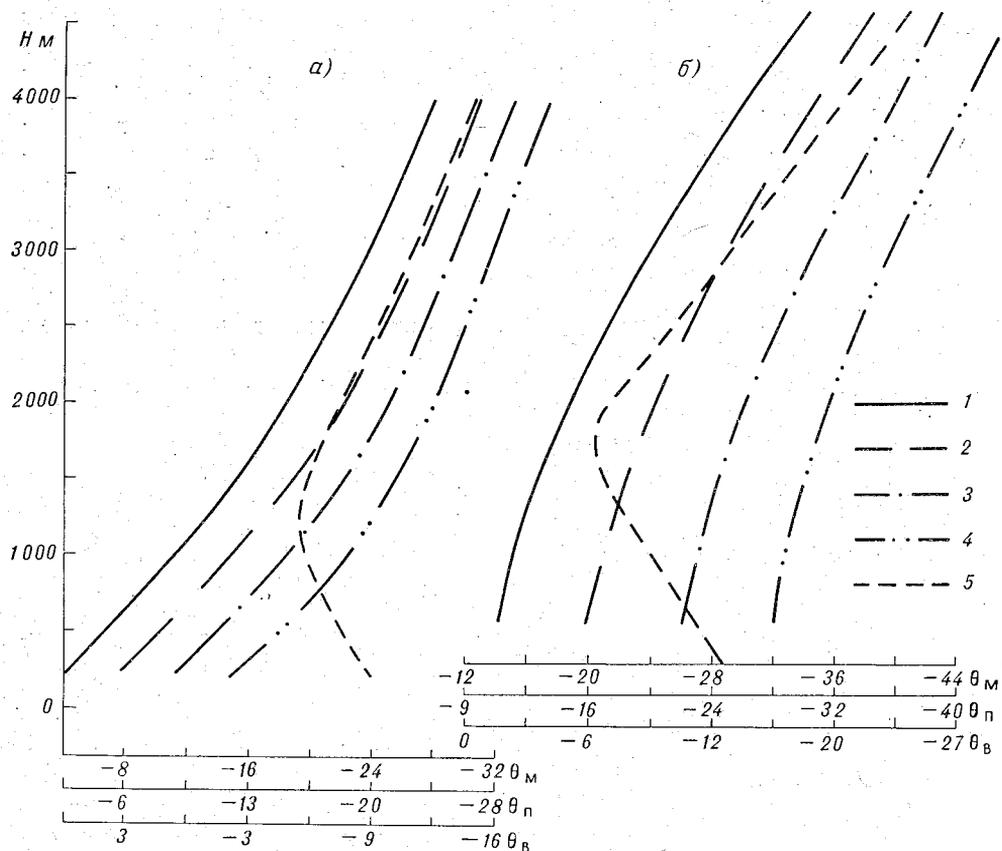


Рис. 4. Зависимость между зимними термическими характеристиками  $\theta_m$ ,  $\theta_p$ ,  $\theta_v$  и абсолютной высотой над уровнем моря на северном и южном склонах Большого Кавказа (а) и на северных и южных склонах хребтов Таласского, Заилийского Алатау, Ферганского (б).

1 — вершина, верхняя треть склона; 2 — середина склона; 3 — горная долина; 4 — замкнутая долина или котловина; 5 — инверсионное распределение температуры с высотой (середина склона).

уровне 1,5—2 км достигает 6—8° по сравнению с прилегающей предгорной равниной (рис. 4б). Еще большие контрасты в распределении  $\theta_m$  и соответственно  $\theta_p$  и  $\theta_v$  возможны в горных районах Центральной и Восточной Якутии, занимающих первое место в мире по количеству и глубине зимних инверсий, вертикальная протяженность которых может достигать 1—2 км с температурным скачком в 10—20°. Поэтому в горной местности не следует для характеристики района строительства, расположенного на северном склоне хребта, использовать данные метеорологической станции, находящейся на южном склоне того же хребта. Это условие особенно важно учитывать для таких горных систем, как Большой Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, горы Центральной и Восточной Якутии. О высоте прохождения изолиний  $\theta_m$  и соответственно

Высота (м) прохождения изолиний зимних температур наружного воздуха ( $\theta_m, \theta_{17}, \theta_B$ ) в горах Большого Кавказа, Тянь-Шаня и Памира

Горы	Широта места, град.	Температура (град.) $\theta_m$ (1-я строка), $\theta_{17}$ (2-я строка), $\theta_B$ (3-я строка)												
		-8	-12	-16	-20	-24	-28	-32	-36	-40	-44			
Малый Кавказ . . . . .	39—42	—	400	1200	1900	2600	3300	—	—	—	—	—	—	—
Южный склон Большого Кавказа . . . . .	41—43	250	600	1050	1600	2300	3000	3700	—	—	—	—	—	—
Северный склон Большого Кавказа . . . . .	43—44	—	—	—	900*	200*	3000	3700	—	—	—	—	—	—
Южные склоны Зеравшанского, Заалайского хребтов и Памира . . . . .	37—39	—	—	1050	1850	2550	3150	3800	4450	5100	5800	—	—	—
Северные склоны Туркестанского, Зеравшанского и Алайского хребтов . . . . .	39—40	—	—	—	2100	2950	3600	4200	4800	5400	6000	—	—	—
Южные склоны Таласского и Ферганского хребтов . . . . .	40—42	—	—	—	500	1900	2800	3500	4200	4900	5600	—	—	—
Северные склоны Таласского хребта и Заилийского Алатау . . . . .	42—44	—	—	—	1800	1000*	400*	3400	3900	4400	—	—	—	—
						2350**	2900**							

\* Нижняя граница инверсии.

\*\* Верхняя граница инверсии

$\theta_{\text{д}}$  и  $\theta_{\text{в}}$  в горах можно судить по данным табл. 3, составленной на основании зависимости между  $\theta_{\text{м}}$  и абсолютной высотой над уровнем моря для склона и широких долин предгорий. Эта таблица может быть полезна для определения фоновых величин  $\theta_{\text{д}}$  и  $\theta_{\text{в}}$  в горных районах (средние части склонов и широкие долины предгорий), если известна высота искомого пункта.

Необходимо заметить, что за счет многообразия форм рельефа (выделены лишь основные) или наложения других микроклиматических особенностей (прежде всего влияние морей и крупных незамерзающих озер) возможны существенные отклонения от приведенных величин микроклиматической изменчивости расчетных зимних температур наружного воздуха (рис. 3 и табл. 2). Результаты работы могут быть полезными в строительстве для уточнения теплотехнических расчетов ограждающих конструкций сооружений и при эксплуатации типовых жилищ и промышленных объектов. Самостоятельный интерес представляют методические разработки, касающиеся использования взаимосвязи различных климатических элементов для уплотнения метеорологической информации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Основные принципы климатического районирования для строительства. Труды ГГО, вып. 149, Гидрометеиздат, Л., 1963.
2. Аронин Д. Э. Климат и архитектура. Госстройиздат, М., 1959.
3. Гандин Л. С. О расчетных метеорологических параметрах теплоотдачи зданий. Труды ГГО, вып. 149, Гидрометеиздат, Л., 1963.
4. Справочник по климату СССР. Вып. 1—34, ч. II. Гидрометеиздат, 1965—1967.
5. Мищенко З. А. Средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха. Кн. «Микроклимат СССР», под ред. И. А. Гольцберг, гл. X. Гидрометеиздат, Л., 1967.
6. Мищенко З. А. Микроклиматическая оценка термического режима зимой в условиях холмистого и горного рельефов. Метеорология и гидрология, № 3, 1968.
7. Цвид А. А. Влияние климата и сочетаний отдельных его элементов на строительство, Труды НИИАК, вып. 48. Гидрометеиздат, М., 1967.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФИТОКЛИМАТА НА ПОЛЯХ ХЛОПЧАТНИКА И СОРГО

Одной из современных проблем климатологии является изучение пространственной изменчивости климатических элементов под влиянием характера и свойств подстилающей поверхности. В этой проблеме особое место занимает изучение фитолимата, который создается за счет биологических особенностей культуры и структуры посева различных сельскохозяйственных растений. Существующая система агроклиматических показателей, широко используемая для рационального размещения культур, оценки состояния посевов, установления связи погодных условий с продуктивностью растений и т. д., основана на данных наблюдений стандартной сети станций, характеризующих метеорологический режим естественной подстилающей поверхности. На сельскохозяйственных полях внутри и на поверхности стеблестоя растений, как правило, создается особый метеорологический режим, существенно отличный от того, который наблюдается на метеоплощадке вообще и на уровне будки в особенности. Поэтому изучение фитолимата для установления количественных характеристик изменения условий тепло- и влагообмена внутри и на поверхности стеблестоя различных растительных сообществ в зависимости от географического положения по сравнению с естественной подстилающей поверхностью представляет практический интерес.

Основа современных фитолиматических исследований с попыткой комплексной оценки изменения метеорологического режима и теплового баланса в зависимости от структуры посева была заложена в работах А. А. Скворцова и Л. Н. Бабушкина [2], [30]. Позднее был выполнен ряд исследований по фитолимату различных сельскохозяйственных растений, позволивших получить в том или ином виде количественные характеристики изменения метеорологического режима внутри растительного покрова по сравнению с естественной подстилающей поверхностью (С. А. Сапожникова, 1950 г., М. В. Зуев, 1956 г., И. А. Гольцберг, 1957 г., Г. В. Белухина, 1957 г., Ю. Е. Судакевич, 1958 г., Ф. А. Мунинов, 1963 г., М. Жапбасбаев, 1963 г., З. А. Мищенко и др. 1966 г., Э. А. Ибрагимова, 1966 г., и многие др.). В последние годы чрезвычайно возрос интерес к исследованиям метеорологического режима внутри растительного покрова с учетом биометрических характеристик в связи с разработкой физической теории продуктивности фотосинтеза сельскохозяйственных растений (А. А. Ничипорович, 1961 г., Ю. К. Росс, Т. Нильсон, 1963 г., М. И. Будыко, Л. С. Гандин, 1965 г., Н. А. Ефимова, 1965 г., Н. И. Самарина, 1965 г., Sacki T., 1960 г.,

Uchijma L., 1961 г., Brooks T. H., 1963 г.). Использование биометрических характеристик (площадь листовой поверхности, ориентация листьев, вертикальное распределение биомассы и др.) открывает новые возможности для установления количественных закономерностей формирования фитолимата сельскохозяйственных растений в разных физико-географических районах.

Летом 1966 г. сектором микролимата ГГО были проведены экспедиционные исследования на опытных полях Одесского научно-исследовательского института генетики и селекции в условиях открытого ровного места и естественного увлажнения. Цель экспедиции заключалась в выявлении закономерностей формирования фитолимата и теплового баланса сельскохозяйственных культур в зависимости от структуры посева. Особое внимание уделялось изучению термического режима растений.

Наблюдения проводились с 16 VII по 3 VIII на полях хлопчатника и сорго, параллельно велись эпизодические наблюдения на поле томатов и на метеоплощадке (травы). Для метеорологических наблюдений применялась в основном стандартная аппаратура. На хлопковом поле проводился полный комплекс метеорологических наблюдений, необходимый для определения составляющих радиационного и теплового баланса. Аналогичные наблюдения проводились на поле сорго, томатов и с естественным травостоем по сокращенной программе актинометрических наблюдений (эпизодические измерения отраженной радиации для установления возможных различий в альбедо). На всех полях, где проводились метеорологические наблюдения, определялась влажность почвы в слое 0—50 см и производились биометрические измерения для характеристики структуры посевов. Параллельно с основными наблюдениями измерялась температура листьев растений с помощью прибора ТР-11 АФИ, а также осредненная температура растительного покрова радиационным термометром ГГО [8], [20].

В июле 1966 г. наблюдались более высокие днем и более низкие температуры воздуха ночью, некоторое уменьшение скорости ветра при почти полном отсутствии осадков. Во вторую декаду июля стояла жаркая малооблачная погода без осадков. Температура воздуха составляла 25—34°, ночью 14—24°. В отдельные дни максимум температуры воздуха достигал 36—38°, что в сочетании с низкой относительной влажностью воздуха (порядка 24—29%) и повышенными скоростями ветра (более 4 м/сек.) характерно для суховейных явлений. В этот период растения находились в угнетенном состоянии, теряя тургор после полудня. В третью декаду июля несколько увеличилось число дней с переменной облачностью и понижением температуры; выпавшие осадки составляли не более 7% нормы. Температура воздуха днем не превышала 25—30°, относительная влажность воздуха повысилась до 55—60%. Анализ материалов наблюдений по повторяемости ветров различных румбов позволил выявить характерную для бризовой циркуляции смену направлений ветра днем и ночью. Днем преобладали ветры с южной составляющей, а ночью соответственно — с северной.

Поскольку микролиматические различия максимально проявляются в ясную погоду со слабым ветром, в статье приводится анализ метеорологических наблюдений по типам погоды:

а) малооблачная погода, скорость ветра днем  $\geq 2$  м/сек. (18, 19, 21, 28, 31 июля);

б) малооблачная погода, скорость ветра днем  $\geq 4$  м/сек. (23, 25, 26, 29 июля, 1 августа).

## Биометрическая характеристика посевов

Биометрические измерения — высота роста, густота стояния, площадь листьев, сухой вес биомассы по слоям — производились на рядковых посевах хлопчатника и сорго в условиях естественного увлажнения. Состояние посевов было хорошее.

В период наблюдений хлопчатник находился в фазе цветения, а сорго — в фазе выметывания метелки. Средняя высота растений на поле хлопчатника не превышала 30—45 см, а на поле сорго — 85—100 см.

Посев хлопчатника произведен с шириной междурядий 50 см, а сорго — 70 см. Густота стояния на поле хлопчатника составляла 10 000 растений на гектар, а на поле сорго — около 21 000. Площадь листьев и прирост сухой биомассы определялись по общепринятой методике [25], [27]. Для характеристики вертикального распределения площади листьев и сухой биомассы срез растений производился через 20 см. Данные по площади листьев и сухой биомассы пересчитаны на квадратный метр посева. Площадь листьев дается в виде индекса листовой поверхности, представляющего собой отношение общей площади листьев растений к площади почвы:

$$S = \frac{S_n}{S_n} m^2/m^2. \quad (1)$$

Хлопчатник и сорго существенно различались по структуре посева (табл. 1). В течение всего периода наблюдений на полях сорго высота растений была вдвое выше, листовая поверхность в 4—2 раза больше, а биомасса в 3—4 раза мощнее, чем на поле хлопка. Из рис. 1 видно, что за период наблюдений на обеих культурах сохраняется общий характер распределения листовой поверхности по вертикали. Вместе с тем имеются и существенные различия. К концу периода наблюдается уменьшение листовой поверхности сорго, особенно в слое 0—20 см за счет интенсивного подсыхания листьев. Максимум листовой поверхности в течение периода наблюдений находился в слое 40—60 см, от этого слоя площадь листьев уменьшалась почти симметрично.

Таблица 1

Биометрическая характеристика посевов хлопчатника и сорго

Дата взятия проб	Хлопчатник (цветение)			Сорго (выметывание метелки)		
	Высота роста, см	Площадь листьев $S \text{ м}^2/\text{м}^2$	Сухой вес биомассы $B \text{ г}/\text{м}^2$	Высота роста, см	Площадь листьев $S \text{ м}^2/\text{м}^2$	Сухой вес биомассы $B \text{ г}/\text{м}^2$
16 VII	30	0,48	59,9	85	2,22	161,0
25 VII	39	0,59	84,9	94	2,17	342,3
3 VIII	45	0,83	110,5	100	1,55	411,2

Растения сорго смыкались как в ряду, так и в междурядьях. Степень затенения междурядий составляла 70—80%. Если рассматривать изменение площади листьев в динамике, то можно увидеть, что листовая поверхность сорго уменьшалась постепенно. Это объясняется тем, что в период формирования репродуктивных органов (выметывание метелки), когда происходит перекачка пластических веществ в органы плодоношения, ростовые процессы в основном заканчиваются и

фотосинтезирующая поверхность листьев начинает уменьшаться. Индекс листовой поверхности сорго изменился от 2,2 до 1,5 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>.

Максимум листовой поверхности хлопчатника в течение всего периода наблюдений находился в слое 15—25 см, что соответствует примерно

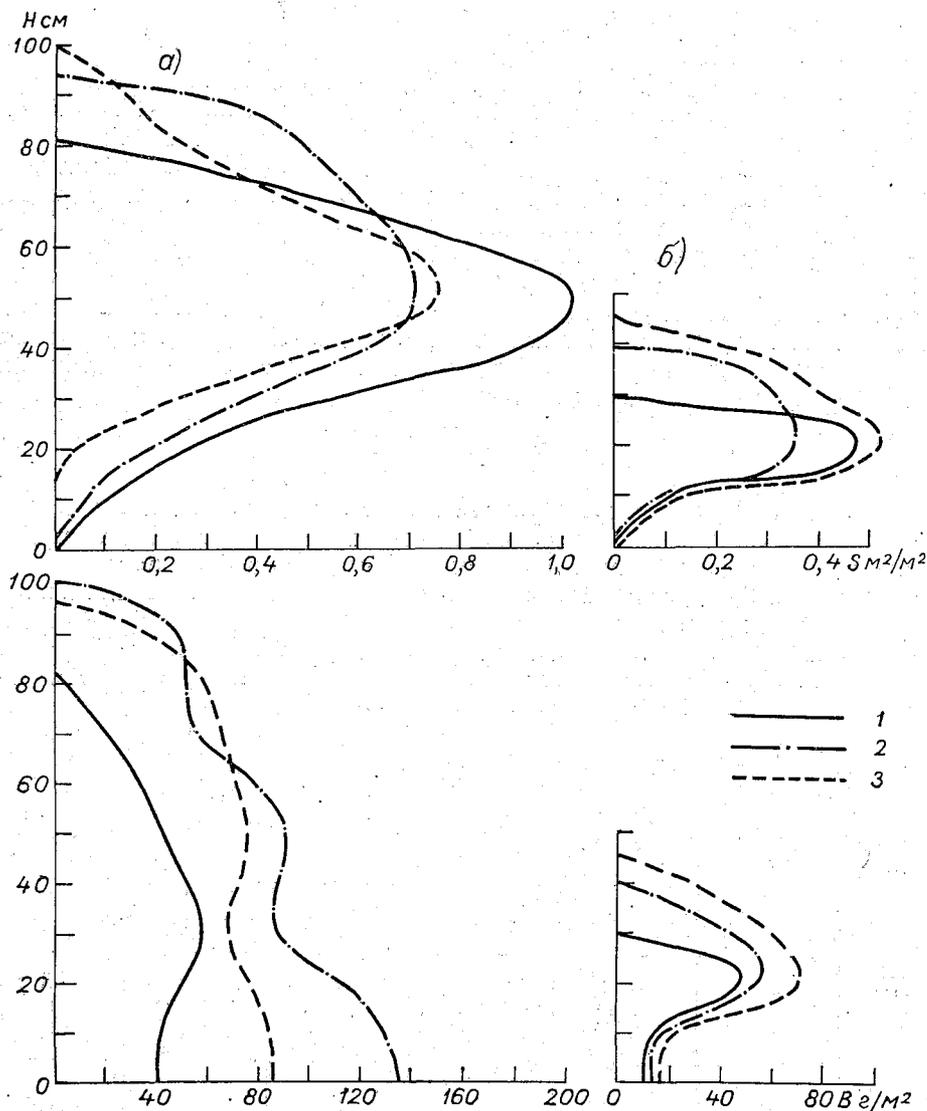


Рис. 1. Вертикальное распределение листовой поверхности  $S$  и сухой биомассы  $B$  в посевах сорго (а) и хлопчатника (б).

1 — 16 VII; 2 — 25 VII; 3 — 3 VIII.

$1/2$  высоты растений. С наступлением фазы цветения ростовые процессы у хлопка продолжались, что обусловило равномерное нарастание листовой поверхности в течение периода наблюдений. Индекс листовой поверхности изменялся от 0,5 до 0,8 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, а степень затенения междурядий не превышала 50%.

В соответствии с биологическими особенностями развития хлопчатника и сорго распределялось накопление биомассы по вертикали

(рис. 1). В начале периода максимум сухой биомассы сорго находился в слое 30—40 см, совпадая с уровнем наибольшей листовой поверхности. К концу фазы выметывания метелки и завершения ростовых процессов вертикальный профиль распределения биомассы представляет сложную кривую. В слое 0—20 см увеличение биомассы происходит за счет утолщения стеблей и боковых побегов: в слое 40—60 см — за счет основной массы листьев; на уровне 80—90 см — за счет метелок. Если проследить за динамикой накопления органического вещества, то можно увидеть, что биомасса сорго нарастала в течение всего периода наблюдений.

На поле хлопчатника также имеет место равномерное нарастание биомассы, причем высота слоя максимального накопления ее совпадает с уровнем основной массы листьев, который находится на 15—25 см от поверхности почвы. В слое 0—10 см биомасса накапливается за счет уплотнения стеблей.

По данным табл. 2 можно судить об основных составляющих надземной биомассы обеих культур. Накопление биомассы хлопчатника и сорго происходит в основном за счет нарастания листовой поверхности и уплотнения стеблей. Незначительный вклад вносится за счет соцветий, метелок и желтых листьев.

Таблица 2

Вертикальное распределение сухой биомассы (г/м<sup>2</sup>) в растительном покрове хлопчатника и сорго

Слой, см	16 VII				25 VII				3 VIII			
	Листья		Стебли	Соцветия, метелки	Листья		Стебли	Соцветия, метелки	Листья		Стебли	Соцветия, метелки
	зеленые	желтые			зеленые	желтые			зеленые	желтые		
Сорго (выметывание метелки)												
100—80	6,3	—	—	—	19,1	—	—	26,7	7,5	—	—	37,8
80—60	18,4	—	0,6	—	41,6	—	10,8	11,8	24,4	—	18,9	11,5
60—40	24,6	—	14,6	—	40,1	0,9	35,5	—	42,1	6,5	42,1	1,9
40—20	27,1	2,5	27,3	—	21,4	3,9	44,4	—	14,7	17,0	15,1	—
20—0	2,8	2,8	34,0	—	3,1	9,4	73,5	—	—	11,6	120,0	—
Сумма	79,2	5,3	76,5	—	125,3	14,2	164,2	38,5	88,7	35,1	236,1	51,2
Хлопчатник (цветение)												
50—30	—	—	—	—	13,6	—	1,0	1,5	14,5	—	3,3	7,1
30—10	32,2	—	14,0	4,2	25,0	—	20,8	12,1	20,9	—	22,4	28,1
10—0	—	—	9,5	—	—	—	10,9	—	—	—	14,1	—
Сумма	32,2	—	23,5	4,2	38,0	—	32,7	13,6	35,5	—	39,8	35,2

Рассмотренные материалы по биометрической характеристике посевов сорго и хлопчатника позволяют сделать общий вывод о том, что в период вегетативного развития наиболее активным слоем жизнедеятельности растений, где происходит максимальное нарастание листовой поверхности и накопление биомассы, является уровень, соответствующий примерно 1/2 высоты растений, что подтверждается исследованиями ряда других культур [25], [27]. Это дает основание считать, что в период вегетативного роста на уровне, близком к 1/2 высоты растений,

происходят наиболее существенные изменения процессов тепло- и влагообмена, которые обуславливают формирование фитолимата конкретной культуры. В репродуктивный период возможны существенные отклонения за счет биологических особенностей развития растений.

### Радиационный и ветровой режим

Приток тепла от солнца и особенности ветрового режима в сочетании с биометрической характеристикой посевов являются ведущими факторами формирования фитолимата.

Радиационный баланс деятельной поверхности представляет собой разность между всеми потоками приходящей и уходящей радиации и имеет вид

$$R = (S' + D)(1 - A) - E_{эф}, \quad (2)$$

где  $R$  — радиационный баланс;  $S'$  и  $D$  — прямая и рассеянная солнечная радиация;  $A$  — альbedo деятельной поверхности;  $E_{эф}$  — эффективное излучение.

На сельскохозяйственных полях, расположенных в условиях открытого ровного места на близком расстоянии, трудно ожидать существенных различий в приходной части радиационного баланса. Поэтому полный комплекс актинометрических наблюдений производился на хлопковом поле, а на поле сорго выполнялись эпизодические наблюдения за отраженной радиацией. Радиационный баланс и основные его составляющие для поля хлопчатника получены по данным непосредственных наблюдений. Для поля сорго радиационный баланс был рассчитан по формуле (1) с учетом данных наблюдений за альbedo и расчетных величин  $E_{эф}$ , при условии, что приходная часть радиационного баланса, поступающая на поверхность растительного покрова хлопчатника и сорго, одинакова. Эффективное излучение деятельной поверхности было рассчитано по общепринятому методу, как

$$E_{эф} = E_0(1 - cn^2), \quad (3)$$

где  $n$  — средняя облачность;  $c$  — постоянный коэффициент;  $E_0$  — эффективное излучение при безоблачном небе, которое было вычислено по графику Е. Д. Ковалевой [17].

За период с малооблачной погодой основная приходная часть радиационного баланса — суммарная радиация — изменялась от 1,20 до 1,37 кал/см<sup>2</sup>·мин. Интенсивность прямой солнечной радиации составляла 75—80% суммарной, рассеянной — не более 15—20%. Максимальные величины прямой, рассеянной и суммарной радиации наблюдались после полудня (табл. 3).

Из всех составляющих радиационного баланса наиболее изменчивыми на близких расстояниях являются альbedo и эффективное излучение.

Альbedo является одним из важных показателей фитолиматической изменчивости радиационного баланса. В зависимости от характера и свойств подстилающей поверхности величина его может изменяться в значительных пределах. Альbedo хлопкового поля имеет правильный ход с минимумом в полуденные часы (табл. 3) и изменяется от 16 до 26%. С уменьшением высоты солнца величина альbedo возрастает. Полученные значения альbedo для хлопкового поля несколько ниже, чем данные, приведенные в литературе и характеризующие в основном поливные участки с более развитым травостоем [4], [11], [15] [16]. Уменьшение альbedo хлопкового поля можно объяснить большой су-

Таблица 3

Составляющие радиационного баланса (кал/см<sup>2</sup>·мин.) на поле с хлопчатником и сорго за период малооблачной погоды

Время наблюдений, часы	Хлопчатник							Сорго			$\frac{E_{1\text{эф}}}{E_{\text{эф}}}$	$\frac{R_1}{R}$
	$S'$	$D$	$Q$	$r_k$	$A$	$E_{\text{эф}}$	$R$	$A_1$	$E_{1\text{эф}}$	$R_1$		
7	0,13	0,10	0,23	0,06	0,19	0,10	0,10	0,18	0,10	0,10	1,0	1,0
10	0,65	0,22	0,67	0,14	0,16	0,16	0,57	0,16	0,14	0,60	0,88	1,05
12	0,94	0,25	1,19	0,18	0,16	0,20	0,83	0,17	0,18	0,86	0,90	1,04
14	0,96	0,28	1,24	0,18	0,16	0,28	0,84	0,17	0,24	0,88	0,86	1,05
17	0,56	0,20	0,76	0,12	0,22	0,24	0,43	0,21	0,20	0,45	0,85	1,04
19	0,20	0,10	0,30	0,04	0,26	0,18	0,07	0,25	0,15	0,09	0,83	1,28

хостью и недостаточным затенением почвы, а как известно, альbedo сухой почвы меньше альbedo растительности. Имеющиеся данные наблюдений позволили выявить тенденцию к некоторому увеличению альbedo на поле сорго. Альbedo на поле сорго в полуденные часы на 5—6% больше, чем на хлопковом поле.

Эффективное излучение имеет хорошо выраженный дневной ход и на хлопковом поле изменяется в пределах от 16 до 28 кал/см<sup>2</sup>·мин. На поле сорго при значительном увеличении площади листовой поверхности и степени затенения междурядий величина эффективного излучения на 10—14% меньше, чем на хлопковом.

В соответствии с выявленными фитоклиматическими различиями в альbedo и эффективном излучении изменяется и радиационный баланс на полях хлопчатника и сорго. В ясные дни на хлопковом поле величина радиационного баланса изменяется от 0,07 до 0,84 кал/см<sup>2</sup>·мин., достигая максимума после полудня. На поле сорго радиационный баланс за счет различий в структуре посева на 4—6% выше, чем на поле хлопчатника. Величины радиационного баланса и его составляющих на хлопковом поле близки по абсолютной величине к средним многолетним данным за ясные дни, полученным для естественного травостоя на метеостанции г. Одесса.

Значительно изменяется ветровой режим и условия турбулентного обмена на поверхности и внутри растительного покрова сорго и хлопчатника в зависимости от структуры посева и вертикального распределения листовой поверхности. Как следует из рис. 2 и табл. 4, наибольшие различия в ветровом режиме за счет структуры посева наблюдаются на уровне максимального развития листовой поверхности. С удалением от поверхности стеблестоя растений различия сглаживаются и на уровне будки не превышают 0,5 м/сек. Наиболее значительное ослабление ветрового потока под влиянием стеблестоя растений наблюдается на поле сорго, где внутри растительного покрова на уровне 0,5 м скорость ветра в среднем на 1—1,5 м/сек. меньше, чем на поле хлопчатника. Влияние структуры посева сильнее проявляется при усилении ветра днем до 4 м/сек. и более, когда различия в скорости ветра на уровне 0,5 м от поверхности почвы на поле с хлопчатником и сорго составляют 2—2,5 м/сек. Соответственно и изменение скорости ветра в слое воздуха 0,5—2 м на поле хлопчатника составляет 1—2 м/сек., а на поле сорго — более 3—3,5 м/сек. Заметное уменьшение скорости ветра внутри растительного покрова сорго по сравнению с хлопчатником связано с ослаблением турбулентного обмена в более густом стеблестое.

Таблица 4

Дневной ход скорости ветра  $u$  (м/сек.) и коэффициента турбулентности  $k_1$  (м<sup>2</sup>/сек.) на полях хлопчатника и сорго, наблюдаемый в различные часы

Параметры	Уровень, см	Хлопчатник					Сорго				
		Часы									
		7	10	12	14	17	19	7	10	12	14

а) Малооблачная погода, скорость ветра  $\geq 2$  м/сек.

$u$	200	2,7	2,9	2,6	3,0	3,4	2,9	2,2	2,3	2,3	3,0	2,8	2,5
	100	2,0	2,3	2,1	2,6	2,8	2,4	1,4	1,3	1,2	1,7	1,7	1,1
	50	1,6	1,9	1,6	1,9	2,0	2,1	0,6	0,8	1,0	0,7	0,8	0,8
$k_1$	100	0,05	0,14	0,17	0,18	0,16	0,06	0,08	0,16	0,17	0,18	0,15	0,09

б) Малооблачная погода, скорость ветра  $\geq 4$  м/сек.

$u$	200	2,2	4,0	4,3	4,5	4,2	4,5	1,6	3,5	4,0	4,0	3,8	3,2
	100	1,6	3,4	3,5	3,7	3,3	3,5	0,6	1,8	2,1	2,1	1,9	2,5
	50	1,3	2,7	2,8	2,7	2,4	2,1	0,1	0,3	0,4	0,4	0,3	0,1
$k_1$	100	0,11	0,19	0,23	0,24	0,22	0,17	0,11	0,21	0,24	0,24	0,22	0,19

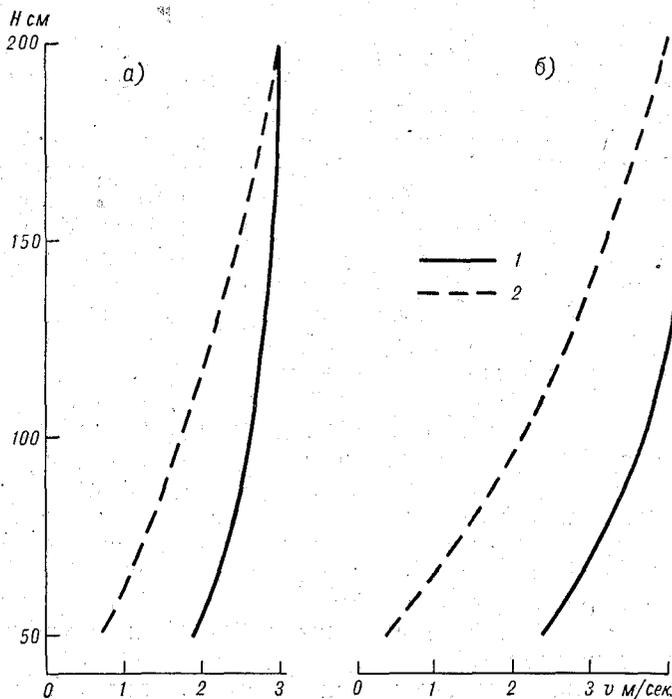


Рис. 2. Вертикальный профиль скорости ветра на полях хлопчатника и сорго за период с малооблачной погодой при скорости ветра  $\geq 2$  м/сек. (а) и  $\geq 4$  м/сек. (б).

1 — хлопчатник; 2 — сорго.

Для характеристик условий турбулентного обмена над растительным покровом выполнены расчеты коэффициента обмена для уровня 1 м над поверхностью почвы по методу теплового баланса [26]

$$K_1 = 0,74 \frac{R-P}{\Delta t + 1,56\Delta e}, \quad (4)$$

где  $k_1$  — коэффициент турбулентности на высоте 1 м;  $P$  — поток тепла в почву;  $\Delta t$  и  $\Delta e$  — градиенты температуры и влажности на уровнях 0,5 и 2,0 м.

Из табл. 4 видно, что на уровне 1 м от поверхности почвы влияние структуры посева на условия турбулентного обмена на полях хлопчатника и сорго мало и не превышает 0,02—0,04 м<sup>2</sup>/сек. За период с ясной погодой при слабом ветре  $k_1$  на полях хлопчатника и сорго днем составляет 0,16—0,18 м<sup>2</sup>/сек., а при усилении ветра до 4 м/сек. и более величина  $k$  достигает 0,22—0,24 м<sup>2</sup>/сек. Для оценки условий турбулентного обмена внутри растительного покрова данных по коэффициенту турбулентности, рассчитанному для уровня 1—1,5 м от поверхности почвы, недостаточно и необходимы расчеты  $k$  по слоям [5], [13], [34], [36].

Анализ данных по ветровому режиму позволил получить количественную характеристику изменения скорости ветра на полях хлопчатника и сорго по сравнению со скоростью ветра на уровне будки (табл. 5). Вблизи поверхности растительного покрова хлопчатника и сорго ветровой поток днем ослабевает почти наполовину и составляет соответственно на высоте 0,5 и 1 м от поверхности почвы 0,5—0,6 скорости ветра на уровне 2 м. Внутри стеблестоя сорго, на уровне максимального развития листовой поверхности, скорость ветра составляет не более 0,1—0,4 от скорости ветра на уровне будки.

Таблица 5

Отношение скорости ветра днем в посевах хлопчатника и сорго к скорости ветра по флюгеру на АМСГ

Культура	При $u \geq 2$ м/сек.		При $u \geq 4$ м/сек.	
	$u_{0,5}/u_2$	$u_1/u_2$	$u_{0,5}/u_2$	$u_1/u_2$
Хлопчатник . . . . .	0,6	0,8	0,6	0,8
Сорго . . . . .	0,4	0,5	0,1	0,5

### Тепловой режим

Основой формирования термического режима в слое активной жизнедеятельности надземных и подземных частей растений является перераспределение составляющих теплового баланса в зависимости от структуры посева. Согласно литературным данным [5], [25], [28], [32] влияние стеблестоя различных растений на тепловой режим прилежащих слоев почвы и воздуха максимально проявляется при индексе листовой поверхности порядка  $S \geq 4-5$  м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>, т. е. когда площадь листьев примерно в 4—5 раз больше площади поверхности почвы, а суммарное испарение близко к испаряемости. В этих условиях почва полностью затенена, и наиболее активным слоем является поверхность мощно развитого сомкнутого стеблестоя растений. Как следует из рис. 3 и табл. 6, на полях хлопчатника и сорго сохраняется общая закономерность вертикального распределения температуры почвы и воздуха, характерная для оголенной почвы. Наибольшее количество тепла получает поверхность почвы, так как степень затенения междурядий в условиях недостаточного увлажнения не достигает максимально возможной величины. Вместе с тем имеются существенные различия в термическом режиме рассматриваемых культур за счет структуры посева.

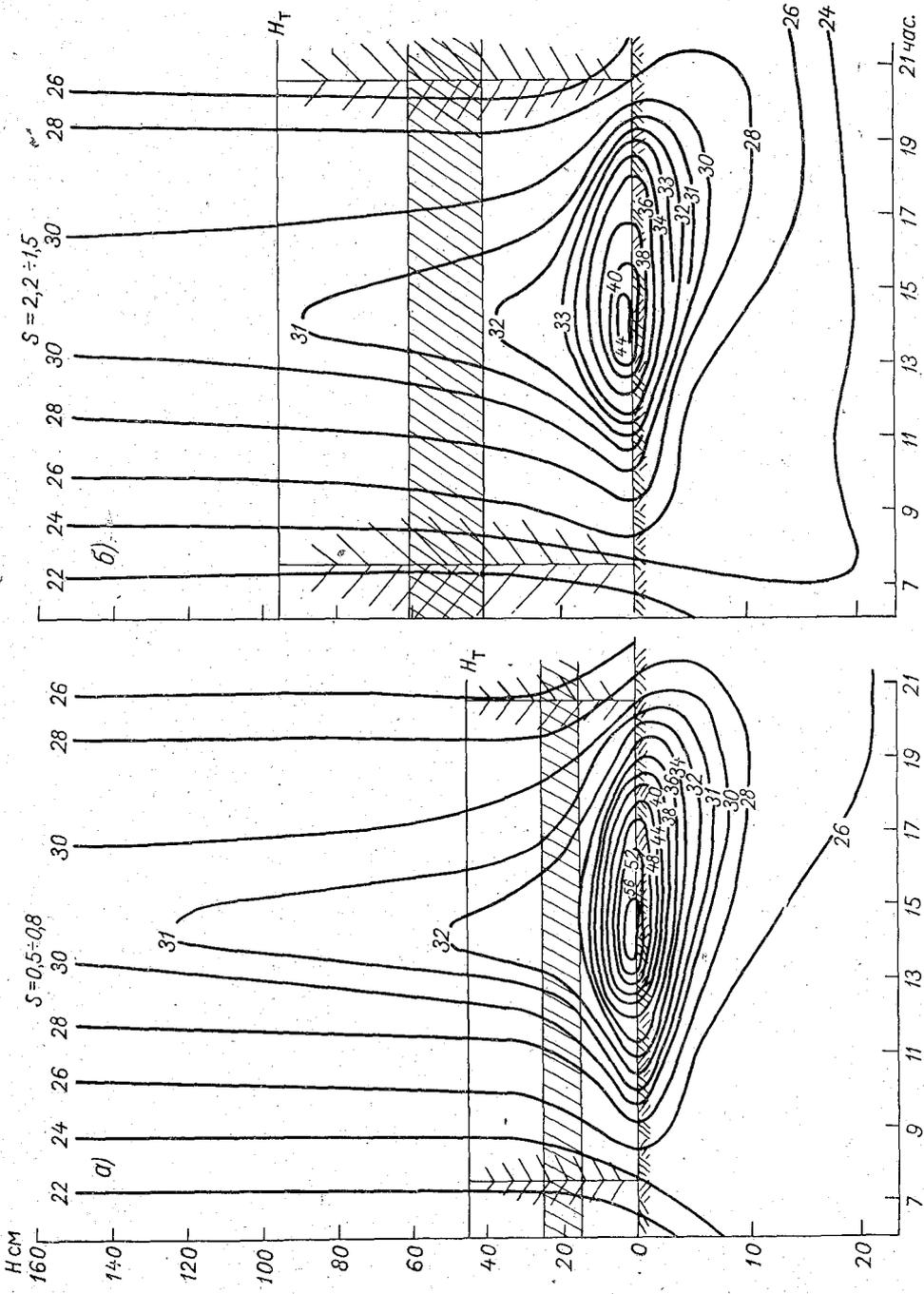


Рис. 3. Термический режим почвы и воздуха днем на полях хлопчатника (а) и сорго (б) за период с малооблачной погодой при скорости ветра 2 м/сек.

Заштрихован уровень максимального развития листового развития травостоя.  $H_T$  — уровень травостоя.

Дневной ход температуры воздуха  $\theta$  и почвы  $\theta_{\text{п}}$ , наблюдаемой в различные часы суток на полях хлопчатника и сорго

Температура, град.	Уровень, см	Хлопчатник										Сорго										
		7	10	12	14	17	19	20	7	10	12	14	17	19	20	7	10	12	14	17	19	20
$\theta$	150; 200	21,8	25,9	28,5	30,8	29,9	29,2	26,1	21,8	25,9	28,3	30,4	29,7	28,8	25,8	21,8	25,9	28,3	30,4	29,7	28,8	25,8
	50	21,8	26,4	29,5	32,0	30,6	29,6	26,1	21,7	26,6	29,9	31,9	30,5	28,9	25,5	21,7	26,6	29,9	31,9	30,5	28,9	25,5
$\theta_{\text{п}}$	20	21,8	26,7	29,9	32,3	31,0	29,5	25,9	21,6	27,2	30,2	32,6	30,7	29,2	25,7	21,6	27,2	30,2	32,6	30,7	29,2	25,7
	0	22,3	31,5	42,7	55,9	48,8	35,5	28,8	22,3	29,7	35,6	44,8	37,6	33,2	28,4	22,3	29,7	35,6	44,8	37,6	33,2	28,4
	5	24,2	25,3	27,0	30,9	33,4	31,6	30,1	22,8	23,9	25,5	28,0	31,5	30,1	28,9	22,8	23,9	25,5	28,0	31,5	30,1	28,9
	10	25,4	25,0	25,2	26,5	28,6	28,0	28,8	24,0	23,8	24,6	25,9	28,7	28,8	28,2	23,8	24,0	24,6	25,9	28,7	28,8	28,2
	15	25,2	24,7	24,8	25,3	26,4	27,0	26,9	24,2	23,9	24,1	24,7	26,1	26,4	26,4	24,2	23,9	24,1	24,7	26,1	26,4	26,4
20	25,4	24,9	24,9	25,1	25,9	26,2	26,2	24,0	23,8	23,8	24,0	24,3	24,3	24,6	25,2	24,0	23,8	23,8	24,0	24,3	24,6	25,2
$\theta$	150; 250	20,5	25,5	27,6	28,9	28,9	26,7	25,6	20,2	25,4	27,7	29,0	28,5	26,5	25,3	20,2	25,4	27,7	29,0	28,5	26,5	25,3
	50	20,5	26,2	28,5	30,2	29,6	26,9	25,7	20,1	26,5	29,3	30,6	29,5	26,6	24,5	20,1	26,5	29,3	30,6	29,5	26,6	24,5
$\theta_{\text{п}}$	20	20,5	26,6	29,3	30,9	29,9	27,0	25,7	20,1	26,8	30,0	31,3	30,0	26,9	24,8	20,1	26,8	30,0	31,3	30,0	26,9	24,8
	0	20,3	29,6	38,4	50,7	45,7	32,9	28,0	20,6	30,2	33,6	43,0	36,4	31,5	26,6	20,6	30,2	33,6	43,0	36,4	31,5	26,6
	5	22,7	24,1	25,9	29,5	32,3	30,7	29,2	21,7	22,8	24,7	27,1	30,5	29,3	28,7	21,7	22,8	24,7	27,1	30,5	29,3	28,7
	10	24,4	24,1	24,5	25,6	27,6	27,9	27,9	23,0	23,1	23,9	25,3	27,7	28,0	27,7	23,0	23,1	23,9	25,3	27,7	28,0	27,7
	15	24,2	23,9	24,1	24,5	25,7	26,1	26,3	23,7	23,4	23,5	24,1	25,4	25,8	26,0	23,7	23,4	23,5	24,1	25,4	25,8	26,0
20	24,5	24,2	24,3	24,5	25,1	25,4	25,8	23,7	23,5	23,4	23,6	24,0	24,2	24,5	23,7	23,5	23,4	23,6	24,0	24,2	24,5	
$\theta$	150; 250	21,2	25,8	27,9	29,4	28,5	27,2	25,2	21,1	25,6	27,9	28,9	28,8	27,2	25,0	21,1	25,6	27,9	28,9	28,8	27,2	25,0
	50	21,2	26,3	28,9	30,5	29,7	27,6	25,0	21,0	26,6	29,5	30,9	29,6	27,2	24,3	21,0	26,6	29,5	30,9	29,6	27,2	24,3
$\theta_{\text{п}}$	20	21,2	26,8	29,6	31,3	30,1	27,6	24,9	21,0	27,0	30,0	31,4	30,0	27,0	24,6	21,0	27,0	30,0	31,4	30,0	27,0	24,6
	0	21,7	31,0	40,0	51,2	47,2	33,0	27,6	22,0	30,4	35,5	42,3	36,2	30,8	27,0	22,0	30,4	35,5	42,3	36,2	30,8	27,0
	5	23,5	24,8	26,6	30,1	31,4	30,7	29,3	22,6	23,6	25,2	27,5	30,7	29,2	28,4	22,6	23,6	25,2	27,5	30,7	29,2	28,4
	10	24,8	24,7	25,0	26,2	28,1	28,3	28,0	23,7	23,7	24,4	25,8	28,0	28,1	27,6	23,7	23,7	24,4	25,8	28,0	28,1	27,6
	15	24,7	24,4	24,5	25,0	26,0	26,4	26,4	24,1	23,8	24,0	24,5	25,6	25,6	26,2	24,1	23,8	24,0	24,5	25,6	25,6	26,2
20	25,0	24,6	24,6	24,9	25,5	25,8	26,4	23,8	23,7	23,6	23,8	24,2	24,2	24,7	24,1	23,8	23,6	23,8	24,2	24,2	24,7	

в) Среднее за весь период наблюдений с 16 VII по 3 VIII

На поле хлопчатника, где индекс листовой поверхности был менее единицы, влияние стеблестоя растений на формирование теплового режима проявляется значительно слабее, чем на поле сорго, где высота и густота стояния растений, а также площадь листьев вдвое больше. В ясную погоду при умеренном ветре поверхность почвы на поле хлопчатника нагревается до 54—56°, а на поле сорго только до 42—45°. С глубиной нагрев почвы уменьшается почти вдвое и на уровне 20 см под обеими культурами не превышает 24—26°. В слое максимального развития надземных частей растений температура воздуха на поле хлопчатника составляет в среднем 32—33°, а на поле сорго не более 31—32°.

Если рассмотреть изменение теплового режима во всем слое жизнедеятельности надземных и подземных частей растений, то можно увидеть, что в полуденные часы температура воздуха на поле хлопчатника в слое 0—40 см изменяется на 22—24°, а среди растений сорго, охватывающих слой 0—90 см, эти изменения не превышают 11—13°. Изменение температуры почвы в слое 0—20 см еще более значительно и составляет под хлопчатником 28—30°, а под сорго соответственно — 18—20°. При усилении ветра абсолютные значения термических характеристик на обеих культурах уменьшаются и выравниваются различия между ними. Выявленные особенности формирования термического режима на полях хлопчатника и сорго сохраняются и при рассмотрении всего периода наблюдений.

Различия в тепловом режиме рассматриваемых культур заметно изменяются в дневном ходе, достигая наибольших значений в полуденные часы (табл. 7). На поле хлопчатника поверхность почвы в среднем на 7—11° теплее, чем на поле сорго, а при усилении ветра до 4 м/сек. и

Таблица 7

Дневные разности температур воздуха  $\theta$  и почвы  $\theta_{\text{п}}$  между полями хлопчатника и сорго

Температура, град.	Уровень, см	Часы					
		7	10	12	14	17	19

а) Малооблачная погода, скорость ветра  $\geq 2$  м/сек.

$\theta$	150; 250	0	0	0,2	0,4	0,2	0,4
	50	0,1	-0,2	-0,4	0,1	-0,1	0,7
	20	0,2	-0,5	-0,3	-0,3	0,3	0,3
	$S_{\text{макс}}$	$<0,5$	$\leq 0,5$	0,5—1	$\leq 1$	$\leq 0,5$	$<0,5$
$\theta_{\text{п}}$	0	0	1,8	7,1	11,1	7,4	2,3
	5	1,4	1,4	1,5	2,9	1,9	1,5
	10	1,6	1,0	0,6	0,6	0,2	0,2
	20	1,4	1,1	1,1	1,1	1,6	1,6

б) Малооблачная погода, скорость ветра  $\geq 4$  м/сек.

$\theta$	150; 250	0,3	0,1	-0,1	-0,1	0,4	0,2
	50	0,4	-0,3	-0,8	-0,4	-0,1	0,3
	20	0,4	-0,2	-0,7	-0,4	-0,4	0,1
$\theta_{\text{п}}$	0	-0,3	-0,6	4,8	7,7	3,4	1,4
	5	1,0	1,3	1,2	2,4	1,8	0,5
	10	0,5	1,0	0,6	0,3	0,1	0,2
	20	0,8	0,7	1,5	0,9	1,1	2,0

более различия не превышают 5—7°. С удалением от поверхности почвы различия в термическом режиме сглаживаются. Так, на глубине 5—20 см почва под хлопчатником не более чем на 1—2° теплее почвы под сорго. Примерно такие же различия возможны в температуре воздуха и на уровне максимального развития листовой поверхности и накопления биомассы  $S_{\text{макс}}$ . Внутри растительного покрова сорго ниже уровня максимальной площади листьев воздух может быть несколько теплее (в отдельные дни на 0,5—1°), чем на поле с хлопчатником за счет ослабления турбулентного перемешивания в более густом стеблестое. На

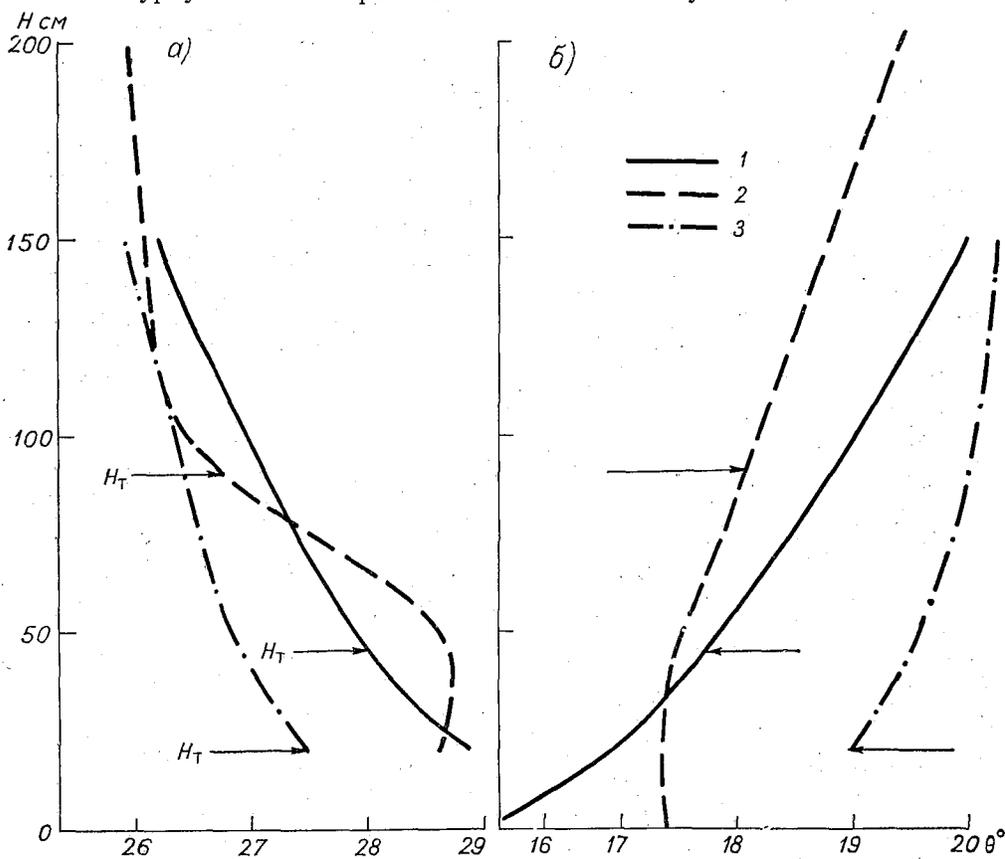


Рис. 4. Вертикальный профиль температуры воздуха днем (а) и ночью (б) на полях хлопчатника и сорго.

$H_T$  — уровень травостоя. 1 — хлопчатник, 2 — сорго, 3 — мейсоплощадка (травя).

уровне будки различия в температуре воздуха над обеими культурами сглаживаются и не превышают 0,5°.

На рис. 4 представлены характерные профили температуры воздуха в ясные дни и ночи со слабым ветром. На поле сорго влияние стеблестоя растений проявляется значительно сильнее, чем на хлопковом, и кривые вертикального профиля температуры имеют сложный характер. Днем внутри растительного покрова хлопчатника и сорго за счет ослабления турбулентного обмена воздуха заметно теплее, чем на поле с естественным травостоем (сухая редкая трава). Наибольший перегрев наблюдается на уровне максимального развития листовой поверхности и составляет для хлопчатника 1—1,5°; а для сорго соответственно — 1,5—2,0° по сравнению с травой.

Изменение разности между температурой почвы и воздуха на полях хлопчатника и сорго, наблюдаемой в различные часы суток, и температурой на АМСГ (град.)

Температура	Хлопчатник										Сорго											
	4	7	10	12	14	17	19	4	7	10	12	14	17	19	4	7	10	12	14	17	19	
$\theta$	а) Малооблачная погода, скорость ветра $\geq 2$ м/сек.																					
150; 250	-1,5	0,4	0,6	0,6	0,9	0,5	0,2	-2	0,4	0,6	0,4	0,5	0,3	0,2	0,4	0,6	0,4	0,4	0,5	0,3	-0,2	
50	-3,4	0,4	1,1	1,6	2,1	1,2	0,6	-4	0,3	1,3	1,8	1,3	2,0	2,0	1,3	1,3	2,0	1,8	2,0	1,1	-0,1	
20	-4,5	0,4	1,4	2,0	2,7	1,6	0,5	-3-4	0,2	1,9	2,3	1,9	2,7	2,7	1,9	2,7	2,3	2,3	2,7	1,3	0,2	
$\theta_{п}$	б) Малооблачная погода, скорость ветра $\geq 4$ м/сек.																					
0,2	-4	0,9	6,2	14,8	2,6	19,4	6,5	-3	0,9	4,4	7,7	4,4	14,9	4,2	4,4	4,4	7,7	4,1	14,9	8,2	4,2	
5	-	2,8	0,0	-0,9	1,0	4,0	2,6	-	1,4	-1,4	-2,4	-1,4	-1,9	1,1	-1,4	-1,9	-2,4	-1,9	-1,9	2,1	1,1	
10	-	4,0	-0,3	-2,7	-3,4	-0,8	0,0	-	2,4	-1,3	-3,3	-1,3	-4,0	-0,2	-1,3	-4,0	-3,3	-3,3	-4,0	-0,7	-0,2	
15	-	3,9	-0,6	-3,1	-4,6	-3,0	-2,0	-	2,8	-1,4	-3,8	-1,4	-5,0	-2,6	-1,4	-3,8	-3,8	-5,0	-5,0	-3,3	-2,6	
20	-	4,0	-0,4	-3,0	-4,8	-3,5	-2,8	-	2,6	-1,5	-4,1	-1,5	-5,9	-4,4	-1,5	-4,1	-4,1	-5,9	-5,9	-5,1	-4,4	
$\theta$	в) Малооблачная погода, скорость ветра $\geq 4$ м/сек.																					
150; 250	-	0,5	0,5	0,8	1,0	0,9	0,0	-	0,2	0,9	0,8	0,9	0,9	0,0	0,2	0,4	0,8	0,8	1,1	0,5	-0,2	
50	-	0,5	1,2	1,6	2,3	1,6	0,2	-	0,1	1,6	2,4	1,6	2,7	2,7	0,1	1,5	2,4	2,4	2,7	1,5	-0,1	
20	-	0,5	1,5	3,0	3,0	1,9	0,3	-	0,1	1,9	3,1	1,9	3,4	3,4	0,1	1,8	3,1	3,1	3,4	2,0	0,2	
$\theta_{п}$	г) Малооблачная погода, скорость ветра $\geq 4$ м/сек.																					
0,2	-	0,3	3,6	11,5	23,2	17,7	6,2	-	0,6	17,7	6,7	5,2	17,1	4,8	0,6	5,2	6,7	6,7	17,1	8,4	4,8	
5	-	2,7	0,1	-1,0	1,6	4,3	4,0	-	1,7	4,3	-2,2	-2,2	0,8	2,7	1,7	-2,2	-2,2	-2,2	0,8	2,5	1,3	
10	-	4,4	0,1	-2,4	-2,3	-0,4	1,2	-	3,0	-0,4	-3,0	-1,9	-2,6	1,3	3,0	-1,9	-3,0	-3,0	-2,6	-0,3	1,3	
15	-	4,2	-0,1	-2,8	-3,4	-2,3	-0,6	-	3,7	-2,3	-3,4	-1,6	-3,8	-0,9	3,7	-1,6	-3,4	-3,4	-3,8	-2,6	-0,9	
20	-	4,5	-0,2	-2,6	-3,4	-2,9	-1,3	-	3,7	-2,9	-3,4	-1,3	-4,3	-2,5	3,7	-1,3	-3,4	-3,4	-4,3	-4,0	-2,5	

В ясные дни за счет интенсивного излучения с поверхности листьев хлопчатника и сорго происходит значительное выхолаживание прилегающих слоев воздуха, который оказывается в слое 0—150 и 0—250 см примерно на 1,5—3° холоднее, чем на поле с травой. На полях с обеими культурами наиболее низкие температуры наблюдаются на уровне максимального образования листьев, и этот уровень сдвигается в зависимости от высоты растений. На поле хлопчатника минимум температуры воздуха наблюдается внутри стеблестоя на высоте 15—20 см,

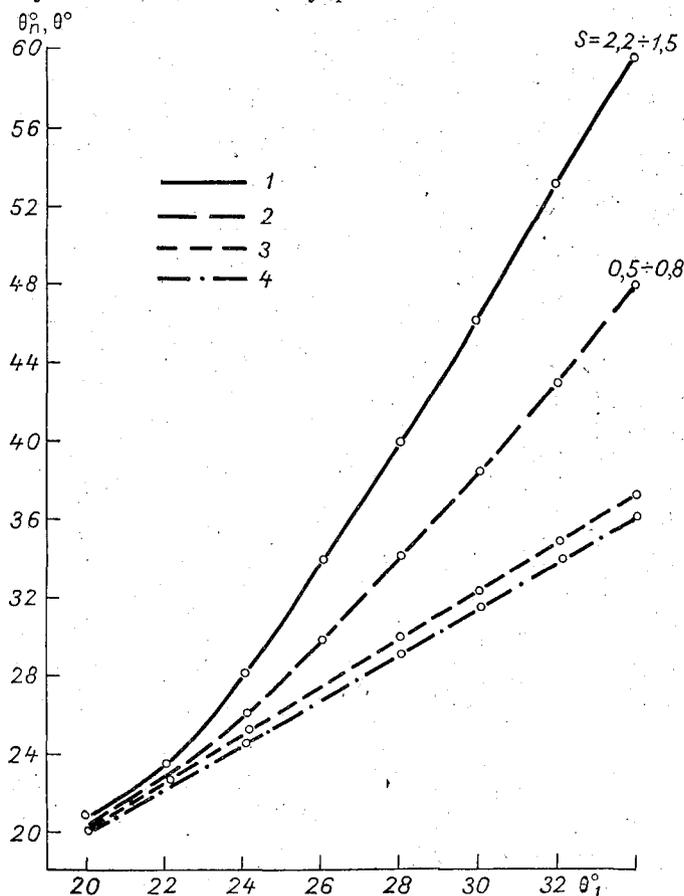


Рис. 5. Зависимость между температурой поверхности почвы, температурой воздуха внутри стеблестоя хлопчатника и сорго и температурой воздуха  $\theta_1$  на уровне будки. День.

1 — связь  $\theta_p$  с  $\theta_1$  на поле хлопчатника; 2 — связь  $\theta_p$  с  $\theta_1$  на поле сорго; 3 — связь  $\theta_{20}$  с  $\theta_1$  на поле хлопчатника, 4 — связь  $\theta_{50}$  с  $\theta_1$  на поле сорго.

а на поле сорго — на высоте 50 см от поверхности почвы. В слое воздуха 2—40 см хлопчатник на 1—1,5° холоднее сорго, где под защитой более густого стеблестоя выстывание воздуха происходит менее интенсивно. В слое воздуха 40—200 см характер соотношений изменяется, и сорго в среднем на 1° холоднее хлопчатника.

Выявленные различия в тепловом режиме, возникающие за счет структуры посева в дневные и ночные часы, нивелируются при осреднении за сутки или при рассмотрении этих различий на стандартной высоте метеорологической будки. Из табл. 8 видно, что днем

поверхность почвы под хлопчатником на  $15-25^{\circ}$ , а под сорго на  $7-17^{\circ}$  в среднем теплее воздуха на уровне будки, установленной на площадке с естественным травостоем. Температура почвы на глубине  $10-20$  см под хлопчатником на  $2-3^{\circ}$ , а под сорго на  $3-5^{\circ}$  ниже температуры воздуха на уровне будки. В слое  $20-50$  см  $\theta$  среди растений хлопчатника на  $2-3^{\circ}$ , а среди сорго на  $2^{\circ}$  в среднем выше температуры воздуха на уровне будки. Различия в тепловом режиме растительных сообществ и температурой на уровне будки значительно возрастут, если принять во внимание радиационный нагрев самих растений под влиянием солнечных лучей [9], [18], [20], [32], [34].

Ночью воздух внутри растительного покрова хлопчатника на  $4-5^{\circ}$ , а сорго на  $3-4^{\circ}$  холоднее воздуха на уровне будки.

На рис. 5 представлены средние линии зависимости между температурой поверхности почвы под сорго и хлопчатником  $\theta_{\text{п}}$ , температурой воздуха в слое максимального развития листовой поверхности  $\theta_{\text{макс}}$  и температурой воздуха на уровне будки  $\theta$ , которые построены по часовым данным в дневном ходе за период с малооблачной погодой. Факт существования таких связей не является новым [1], [12], интерес представляет количественная оценка, которая позволяет раскрыть структуру термических различий на полях хлопчатника и сорго в зависимости от изменения общего фона температур на уровне будки. При изменении температуры воздуха на уровне будки от  $20$  до  $34^{\circ}$  температура поверхности почвы под хлопчатником изменяется от  $21$  до  $59^{\circ}$ , а под сорго соответственно — от  $20$  до  $48^{\circ}$ . В слое максимального развития листовой поверхности эти изменения на поле хлопчатника колеблются в пределах  $20-37^{\circ}$ , а на поле сорго  $20-36^{\circ}$ . Рассмотренный график может быть использован для уточнения теплового состояния хлопчатника и сорго в период выметывания метелки на неполивных землях в сходных климатических условиях. Зная температуру воздуха в будке на ближайшей метеорологической станции, легко определить соответствующие величины  $\theta_{\text{п}}$  и  $\theta$  для полей хлопчатника и сорго в конкретном хозяйстве.

### Режим увлажнения

Хлопчатник и сорго в период цветения и выметывания метелки характеризуются интенсивным развитием вегетативной массы и резким увеличением потребности в воде, причем в водном питании участвуют все слои почвы, в которых расположена корневая система. Согласно исследованиям Вериги С. А. и Разумовой Л. А. [7] на черноземных почвах оптимальные условия прироста листовой поверхности и формирования урожая хлопчатника и сорго создаются при запасах продуктивной влаги в слое  $0-50$  см порядка  $60-70$  мм. Как следует из рис. 6, запасы продуктивной влаги в слое почвы  $0-50$  см были явно недостаточными для нормального развития обеих культур и изменялись за период наблюдений на поле хлопчатника от  $46$  до  $25$  мм, а на поле сорго соответственно — от  $18$  до  $9$  мм. Из-за недостаточного увлажнения почвы индекс листовой поверхности хлопчатника и сорго был значительно ниже возможного.

Наибольшие различия во влажности почвы на полях хлопчатника и сорго прослеживаются в слое  $30-50$  см. В этом слое влагозапасы почвы под хлопчатником в два раза превышают запасы влаги под сорго, образующим значительно более мощный интенсивно транспирирующий стеблестой. Этот факт является неожиданным и на первый взгляд противоречит существующему представлению о том, что суммарное испарение при прочих равных условиях определяется влагозапасами в почве.

По-видимому, в период максимального развития вегетативной массы суммарное испарение на полях хлопчатника и сорго в значительной степени определяется структурой посева и биологическими особенностями самих растений, включая корневую систему. В условиях недостаточного увлажнения корневая система хлопчатника может достигать одного метра и более, но основная масса корней, определяющая водопотребление этой культуры, расположена в пахотном слое. Корневая система сорго более мощная и проникает до глубины 2—3 метров. Способность сорго добывать воду из глубоких слоев почвы, недоступных для других растений, а также экономно ее расходовать — одно из свойств, объясняющих большую выносливость и высокую засухоустойчивость этой культуры, являющейся «верблюдом» растительного мира.

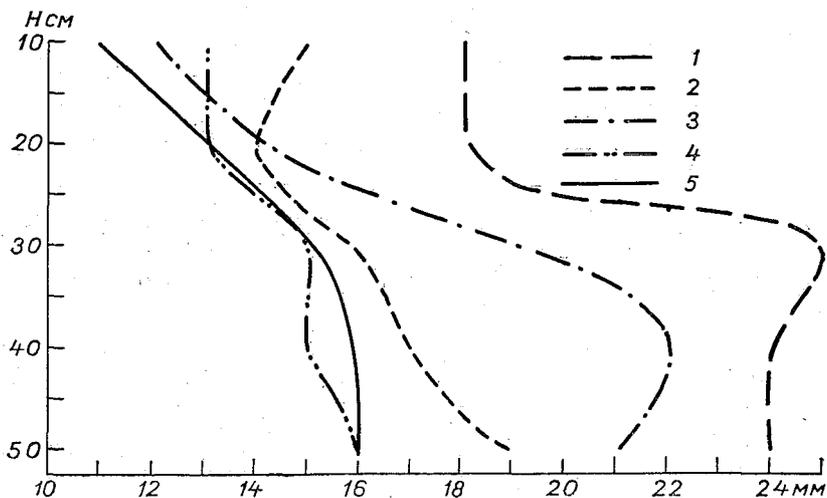


Рис. 6. Запасы влаги (мм) в почве на полях хлопчатника и сорго.

1 — хлопчатник, 19 VII; 2 — хлопчатник, 29 VII; 3 — сорго, 19 VII; 4 — сорго, 29 VII; 5 — метеоплощадка (трава), 29 VII.

К концу периода наблюдений влагозапасы в почве под обеими культурами уменьшились примерно вдвое. На поле сорго запасы влаги в слое 0—50 см оказались примерно такие же, как на метеоплощадке с естественной подстилающей поверхностью, а на поле хлопчатника — в два раза больше.

В режиме увлажнения воздуха внутри и на поверхности растительного покрова сорго и хлопчатника имеются свои особенности. Как следует из табл. 9, днем на поле хлопчатника наибольшие величины абсолютной влажности наблюдаются в слое 15—25 см, а на поле сорго, соответственно — в слое 40—60 см, т. е. на уровне максимального развития листовой поверхности и накопления биомассы.

С удалением от этих слоев влагосодержание воздуха падает, и на уровне 1,5—2,5 м от поверхности почвы различия в режиме увлажнения воздуха на полях сорго и хлопчатника сглаживаются.

Увлажнение воздуха внутри стеблестоя растений возрастает с увеличением испаряющей поверхности листьев. На уровне наибольшего развития листовой поверхности и накопления биомассы абсолютная влажность воздуха днем на поле хлопчатника в среднем на 0,5—1,0 мб меньше, а недостаток насыщения  $d$  на 1—3 мб больше, чем на поле сорго. При возрастании скорости ветра днем до 4 м/сек. и более наблюдается значительное увеличение влажности воздуха на обеих

Дневной ход абсолютной влажности воздуха *e* и дефицита *d*, наблюдаемых в различные часы суток на хлопковом поле и поле сорго (мб)

Пара- метры	Уровень, см	Хлопчатник							Сорго						
		7	10	12	14	17	19	7	10	12	14	17	19		
а) Малооблачная погода, скорость ветра $\geq 2$ м/сек.															
<i>e</i>	150; 250	18,4	17,1	15,3	15,0	17,0	17,0	18,6	16,9	15,4	14,9	16,2	16,6		
	50	18,6	17,6	16,2	15,6	16,8	16,9	19,3	18,7	17,5	16,5	17,8	17,5		
	20	18,8	18,4	17,2	16,3	17,2	17,0	19,2	18,3	17,1	16,0	17,8	17,4		
<i>d</i>	150; 250	7,9	16,8	24,5	30,2	25,9	24,1	7,4	16,5	23,8	29,1	26,1	23,4		
	50	7,8	17,3	26,0	33,0	28,2	24,6	6,9	16,8	25,4	31,3	26,5	22,8		
	20	7,6	17,2	26,0	34,1	28,3	24,1	7,2	18,7	26,5	34,0	27,2	22,9		
б) Малооблачная погода, скорость ветра $\geq 4$ м/сек.															
<i>e</i>	150; 250	19,3	19,3	18,7	19,0	18,2	19,1	19,1	19,3	18,6	18,8	19,0	19,2		
	50	19,4	19,6	19,2	19,4	18,6	19,1	19,5	20,2	20,2	20,5	19,6	19,5		
	20	19,8	20,1	19,7	19,7	18,8	19,5	19,2	20,0	20,1	20,1	18,9	18,9		
<i>d</i>	150; 250	4,9	13,6	18,2	20,9	21,8	15,9	4,8	12,9	18,6	21,2	19,2	15,3		
	50	4,7	14,6	19,9	23,4	22,8	16,4	4,0	14,6	20,5	23,4	21,7	15,2		
	20	4,5	14,7	21,0	25,1	23,4	16,2	3,5	15,6	22,4	25,6	23,3	16,6		
в) Среднее за весь период наблюдений с 16 VII по 3 VIII															
<i>e</i>	150; 250	19,5	18,8	18,1	17,6	17,9	18,1	19,8	18,6	18,6	18,4	18,2	18,2		
	50	19,6	19,3	18,8	18,2	18,0	18,0	20,0	20,0	19,2	18,8	19,1	18,8		
	20	19,8	20,6	19,6	18,8	18,8	18,6	20,6	20,2	19,8	19,1	18,6	19,1		
<i>d</i>	150; 250	6,1	15,5	20,8	24,2	23,0	19,1	5,8	15,4	20,5	23,6	21,8	18,4		
	50	6,0	16,1	22,2	26,4	24,4	19,6	5,2	16,0	22,6	26,2	23,3	17,9		
	20	5,8	16,2	23,5	28,2	24,2	19,0	6,0	17,2	23,3	27,9	24,3	18,4		

культурах за счет преобладающих в этот период ветров с южной составляющей, приносящих с моря влажные массы воздуха.

Выявленные различия в увлажнении воздуха за счет структуры посева сохраняются и при этом типе погоды.

Как следует из рис. 7, на полях с обеими культурами наблюдаются изломы в вертикальном профиле абсолютной влажности воздуха в слое

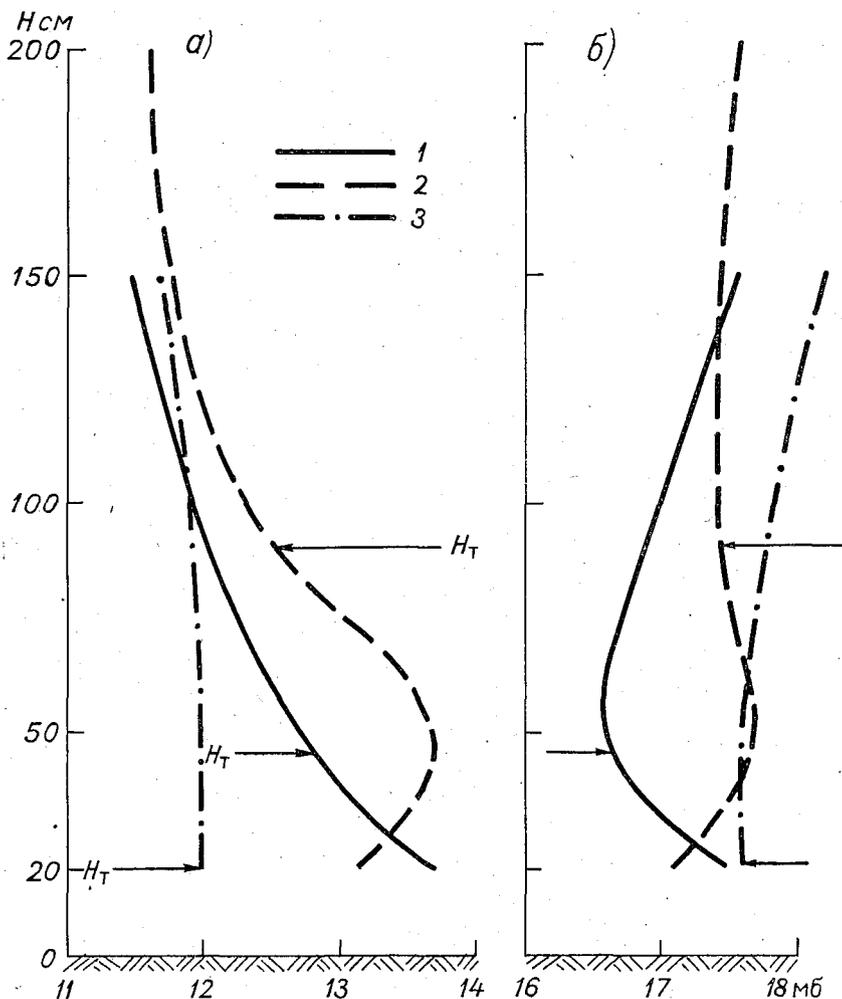


Рис. 7. Вертикальный профиль абсолютной влажности воздуха (мб) днем (а) и ночью (б) на полях хлопчатника и сорго.

$H_T$  — уровень травостоя. 1 — хлопчатник; 2 — сорго; 3 — метеоплощадка (травя).

максимального развития листовой поверхности. Днем абсолютная влажность воздуха внутри растительного покрова хлопчатника на 1,0—1,5 мб, а среди растений сорго на 1,5—2,0 мб больше, чем на метеоплощадке с травой, где в результате сильного иссушения верхнего слоя почвы режим увлажнения прилежащих слоев воздуха определялся общим влагосодержанием воздушной массы.

Ночью также наблюдается увеличение влагосодержания воздуха внутри растительного покрова хлопчатника и сорго примерно на 0,5—

1 мб по сравнению с воздухом над травой за счет выделения скрытой теплоты конденсации при росообразовании.

В заключение рассмотрим, как изменяется влагосодержание воздуха на уровне максимального развития листовой поверхности и накопления биомассы среди растений хлопчатника и сорго по сравнению со стандартным уровнем метеорологической будки, установленной на площадке с естественным травостоем.

Из табл. 10 видно, что днем внутри растительного покрова хлопчатника абсолютная влажность воздуха в среднем на 1—2 мб, а среди растений сорго на 1,5—2,5 мб больше, чем на уровне будки на траве.

Таблица 10

Изменение разности между влажностью воздуха внутри растительного покрова хлопчатника и сорго и влажностью на АМСГ (траве)

Параметры на уровне $S_{\max}$	Хлопчатник						Сорго					
	7	10	12	14	17	19	7	10	12	14	17	19

а) Малооблачная погода, скорость ветра  $\geq 2$  м/сек.

$e$	0,4	1,3	1,9	1,3	0,2	0	0,9	1,6	2,2	1,5	0,8	0,5
$d$	-0,3	0,4	1,5	3,9	2,4	0	-1,0	0,0	0,9	1,1	0,6	-1,3

б) Малооблачная погода, скорость ветра  $\geq 4$  м/сек.

$e$	0,5	0,8	1,0	0,7	0,6	0,4	0,2	0,9	1,5	1,5	1,4	0,4
$d$	-0,4	1,1	2,8	4,2	1,6	0,3	-0,9	1,0	2,3	2,9	-0,1	-0,6

Еще сильнее проявляются различия в дефиците влажности воздуха, который в стеблестое хлопчатника примерно на 1,5—4,0 мб, а среди растений сорго на 0,5—1,0 мб больше, чем на уровне будки над естественным травостоем.

### Выводы

1. В период вегетативного развития наиболее существенные изменения процессов тепло- и влагообмена, определяющих формирование фитолимата происходят на уровне максимального развития листовой поверхности и накопления биомассы, близкого к  $1/2$  высоты растений.

2. При обслуживании отдельных хозяйств данными метеорологических наблюдений стандартной сети станций необходимо вводить поправочные коэффициенты на фитолимат, которые будут различными в зависимости от биологических особенностей развития растений, структуры посева и физико-географического района.

3. Результаты выполненной работы могут быть полезными для уточнения теплового состояния и условий увлажнения в посевах хлопчатника и сорго, а также других сельскохозяйственных культур со сходной структурой посева, возделываемых в засушливых районах юга Украины на неорошаемых землях.

4. Современные задачи сельскохозяйственной науки и практики требуют коренного пересмотра существующих агроклиматических показателей для оценки климатических условий жизнедеятельности растений. Полное решение проблемы возможно только при постановке широких фитолиматических исследований, которые позволят разработать расчетную схему изменения теплового состояния, условий тур-

булентного обмена и увлажнения в слое жизнедеятельности надземных и подземных частей растений в зависимости от структуры посева основных групп сельскохозяйственных растений по сравнению с естественной подстилающей поверхностью в географическом разрезе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е. П. Метод косвенного определения температуры поверхности оголенной почвы. Труды ГГО, вып. 30(92), 1951.
2. Бабушкин Л. Н. О температуре и влажности воздуха среди хлопчатника и люцерны в условиях орошаемого хозяйства Узбекистана. Труды ГГО, вып. 7(8), 1952.
3. Белухина Г. В. Фитоклимат яровой пшеницы в условиях орошения на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 53, 1957.
4. Березина Л. С. Альbedo некоторых сельскохозяйственных культур. Труды УкрНИГМИ, вып. 8, 1957.
5. Будыко М. И., Гандин Л. С., Ефимова Н. А. Применение физических методов для разработки агроклиматических показателей. Метеорология и гидрология, № 5, 1966.
6. Будыко М. И., Гандин Л. С. К теории фотосинтеза в слое растительного покрова. Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2.
7. Вериго С. А. и Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеониздат, Л., 1963.
8. Гаевский В. Л. Температура поверхности больших территорий. Труды ГГО, вып. 26, 1951.
9. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. Изд. иностр. лит., М., 1960.
10. Гольцберг И. А. Микроклимат и его значение в сельском хозяйстве. Гидрометеониздат, Л., 1957.
11. Гойса Н. И. Некоторые закономерности суточного и годового хода радиационного баланса подстилающей поверхности и его составляющих. Труды УкрНИГМИ, вып. 31, 1962.
12. Гусева Л. И. К вопросу об определении температуры поверхности почвы по температуре воздуха. Труды ГГО, вып. 196, 1966.
13. Ефимова Н. А. Некоторые особенности метеорологического режима внутри растительного покрова озимой пшеницы и кукурузы. Труды ГГО, вып. 179, 1965.
14. Жапбасбаев М. Распределение основных метеорологических элементов на рисовом поле. Труды ГГО, вып. 147, 1963.
15. Зуев М. В. Формирование микроклимата хлопкового поля. Гидрометеониздат, Л., 1956.
16. Ибрагимова Э. А. Микроклимат хлопкового поля в условиях орошаемого земледелия Азербайджанской ССР. Автореферат диссертации. ГГО. Л., 1967.
17. Ковалева Е. Д. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противозлучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 27, 1951.
18. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеониздат, Л., 1967.
19. Мищенко З. А., Мерсиянова А. Г., Васильева Л. Г. Микроклимат орошаемого поля в южном Приднестровье. Труды ГГО, вып. 190, 1966.
20. Мищенко З. А. О температуре деятельной поверхности в микроклиматических исследованиях. Труды ГГО, вып. 180, 1965.
21. Муминов Ф. А. Тепловой баланс и метеорологический режим картофельного поля. Гидрометеониздат, Л., 1963.
22. Ничипорович А. А. Фотосинтетическая деятельность растений в посевах. Изд-во АН СССР. М., 1961.
23. Перелет Н. А., Сакали Л. Н., Филиппенко Л. А. Характеристика радиационного режима кукурузного поля при орошении. Труды УкрНИГМИ, вып. 57, 1966.
24. Росс Ю. К., Нильсон Т. К теории радиационного режима растительного покрова. Кн. «Исследования по физике атмосферы», № 4, Тарту, 1963.
25. Росс Ю. К., Власова М. П. Биометрическая характеристика и динамика развития посева кукурузы. Сб. «Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности». Изд-во «Наука», М., 1966.
26. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеониздат, Л., 1964.
27. Савина С. С. Определение площади листьев зерновых культур по материалам наблюдений сеги агрометстанций. Метеорология и гидрология, № 5, 1966.
28. Самарина Н. И. Распределение величин радиационного баланса в растительном покрове. Изд. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1965.

29. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоздат, Л., 1950.
30. Скворцов А. А. Орошение сельскохозяйственных полей и микроклимат. Гидрометеоздат. Л., 1964.
31. Судакевич Ю. Е. Микроклимат кукурузного поля. Метеорология и гидрология. № 6, 1958.
32. Nakagawa Vikiō. Studies on the microclimate in the cultivated land and on the plant temperature. Repr. from the Bull. of the Nat. Inst. Agric. Sc. ser. A, № 10, 1963.
33. Brooks F. A. Biometeorological data interpretation to describe the physical microclimate. Phytopathology, 53, № 10, 1963.
34. Uchijima Z. On characteristics of heat balance of water layer under paddy plant cover. Repr. from the Bull. of the Nat. Inst. of Agricult. Sc. ser. A, № 8, 1961.
35. Lieth H. Indirect methods of measurement of dry matter production. Arid. Lane. Res., № 25, 1965.
36. Sacki T. Interrelationships between leaf amount, light distribution and total photosynthesis in a plant community. The Botanical magazine Tokyo. v. 73, № 860, 1960.

### ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ПОГОДЫ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Наряду с изучением режима среднего минимума температуры воздуха и его изменений под влиянием рельефа, особенностей подстилающей поверхности, близости водоемов, орошения и ряда других факторов оказалось интересным оценить порядок этих изменений в зависимости от погодных условий, а также выделить их максимальные величины.

В литературе по данному вопросу имеется малочисленный и очень разрозненный материал, касающийся в основном изменения минимальных температур воздуха в разных формах рельефа в ясные тихие ночи. Как следует из вычислений, выполненных Т. А. Голубовой [5], в течение вегетационного периода повторяемость ясных ночей изменяется от 50% на севере ЕТС и в Западно-Сибирской низменности до 70% на юге ЕТС и 90% в Средней Азии. На долю ясных безветренных ночей в районах ЕТС и Западно-Сибирской низменности севернее 50—60° с. ш. приходится 30%, на юге ЕТС — 50% и в Средней Азии до 70%.

Основной интерес представляют, безусловно, ясные тихие ночи, когда отмечаются наибольшие микроклиматические различия, но также нельзя оставлять без внимания полуясные и пасмурные ночи с ветром, на долю которых в северной половине ЕТС падает 50—70%. По возможности необходимо учитывать все многообразие природных факторов, создающих пестроту термического режима как в среднем многолетнем значении, так и в отдельные ночи, когда местные особенности проявляются наиболее резко даже на небольших расстояниях.

Для выполнения поставленной задачи был использован метод подбора и анализа данных наблюдений пар станций, одна из которых расположена на ровном открытом месте с нормальными инверсионными условиями, без влияния водоемов, городов и пр. Эта станция является опорной. По отношению к ней определяются изменения минимальной температуры воздуха на второй станции, находящейся под влиянием различных особенностей подстилающей поверхности (рельефа, близости водоема и т. д.). Расстояние между станциями каждой пары не должно превышать 80—100 км.

Подбор пар станций, по данным которых можно четко выявить конкретную особенность микроклимата, затруднен вследствие отсутствия детального и точного описания местоположения метеорологических станций и их ближайшего окружения. Старые (сороковых годов)

физико-географические описания метеоплощадки, помещенные в паспортах станций, часто слабо отражают существующие в настоящее время особенности местоположения станции, которые создают своеобразие термического режима. Особенно часто не указывается форма рельефа, где находится станция, расстояния до крупных водоемов, влияющих на микроклимат освещаемой станцией территории, условия подтока и стока холодного воздуха и пр.

Многообразие сочетаний природных факторов способствует созданию разного термического режима на отдельных станциях, и только учет всех особенностей их местоположения может дать правильную оценку термического режима на них и возникающую в результате разность с фоновой температурой.

Например, на метеостанции Саратов, расположенной на высоком берегу Волги, в центре города, недалеко от уреза воды, средний минимум температуры воздуха на  $3,3^\circ$  выше фоновой. Повышение минимальной температуры воздуха в данном случае происходит за счет суммарного тепляющего влияния повышенного местоположения станции, близости Волги и городских условий.

При суммарном влиянии нескольких факторов, способствующих выхолаживанию, на станции отмечаются наиболее низкие минимальные температуры. Такой, например, является станция Шурабад, расположенная в закрытой долине с сырыми почвами. В тихие ясные ночи разность минимальных температур воздуха между этой станцией и ст. Гарновит (вершина) достигает  $11^\circ$ .

Пары станций подбирались по картам среднего минимума температуры воздуха и в работе использовались данные всех станций с отклонением минимальной температуры от фона, для которых удалось подобрать соответствующую пару из фоновых станций. Для оценки степени сглаживания в средних многолетних данных изменчивости минимальной температуры, возникающей в отдельные ночи, был выбран июль, для которого построена карта среднего минимума и составлены таблицы изменчивости этой величины в разных местоположениях [5]. Для этих пар станций из десятилетнего периода наблюдений выбраны три года с наибольшими разностями минимальных температур.

Приняты четыре основные градации погоды:

- 1) нижняя облачность 0—3 балла, ветер 0—3 м/сек.;
- 2) нижняя облачность 0—3 балла, ветер  $> 3$  м/сек.;
- 3) нижняя облачность 8—10 баллов, ветер 0—3 м/сек.;
- 4) нижняя облачность 8—10 баллов, ветер  $> 3$  м/сек.

Таким образом, ночи за весь период наблюдений были разделены по указанным выше группам погоды, а затем по каждой группе минимальные температуры осреднялись. В результате получено среднее изменение минимальной температуры воздуха и его крайние значения для ряда районов Союза в зависимости от отдельных характеристик местоположений станций при разных типах погоды.

Наиболее значительная термическая неоднородность наблюдается при сильном радиационном излучении, т. е. в безоблачные ночи с небольшим ветром и низкой влажностью воздуха. На ЕТС в такие ночи разности минимальной температуры воздуха между вершинами холмов и ровным открытым местом в среднем за трехлетний период составляют  $2-5^\circ$ , максимальная разность достигает  $7^\circ$  (табл. 1а). В пасмурные тихие ночи микроклиматические различия между верхними участками возвышенностей и ровным местом практически исчезают, либо отличаются от нуля на десятые доли градуса. В ветреные ночи разности минимальных температур воздуха на вершинах холмов и ровном месте

Средняя ( $\Delta t$ ), минимальная ( $\Delta t_{\text{мин}}$ ) и максимальная ( $\Delta t_{\text{макс}}$ ) разности минимальной температуры воздуха между различными станциями в зависимости от формы рельефа и условий погоды

Июль

Область (станция)	Годы	Ясно, тихо			Ясно, скорость ветра $> 3$ м/сек.			Пасмурно, тихо			Пасмурно, скорость ветра $> 3$ м/сек.		
		$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$	$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$	$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$	$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$
		а) Вершина (верхняя часть склона) — ровное место											
Ленинградская (Лу́га—Оредеж)	1930—32	5,4	4,7	6,9	0,6	0,1	0,7	0,3	0,1	0,9	-0,6	-1,0	-0,1
Ленинградская (Лу́га—Никольское)	1930—32	2,7	1,6	3,8	0,7	0,1	1,6	0,4	0,0	1,1	0,0	-0,3	0,3
Ленинградская (Воейково—Колтуши)	1956—58	2,6	1,7	5,2	0,3	0,0	0,8	0,0	-0,4	0,4	-0,5	-0,9	0,1
Костромская (Данилов—Солгалич)	1958—60	2,7	2,2	6,8	0,8	0,1	2,0	0,2	0,2	0,2	0,0	-0,3	0,2
Ярославская (Углич—Пошехонье—Володарск)	1956—58	2,0	1,1	3,8	—	—	—	—	—	—	0,0	-0,3	1,3
Воронежская (Каменная Степь—Красный Кордон)	1935—37	4,1	2,7	6,9	0,9	0,2	2,0	0,5	0,2	1,1	-0,6	-1,0	-0,4
б) Низина (лог, овраг, подножие склона) — ровное место (середина склона)													
Ленинградская (Шугозеро—Вознесенье)	1956—58	-3,8	-2,5	-6,5	-0,2	0,0	-0,4	-0,4	-0,1	-1,0	0,0	0,5	-0,7
Карельская АССР (Олоонец—Видлица)	1956—58	-2,0	-1,4	-4,8	-0,2	0,0	-0,4	-0,2	-0,1	-0,3	—	—	—
Ленинградская (Оредеж—Никольское)	1930—32	-3,5	-2,2	-5,9	-0,7	-0,6	-1,0	-0,2	0,0	-0,4	0,3	1,0	-0,5
Рязанская (Михайлов—Скопин)	1935, 37, 38	-2,0	-1,3	-3,5	—	—	—	-0,2	0,0	-0,4	—	—	—
Ростовская (Ремонтное—Досанг)	1961—63	-3,7	-2,8	-7,0	-0,5	-0,3	-1,2	—	—	—	—	—	—
Астраханская (Нарын—Худук-Лидан)	1961, 62, 64	-2,0	-1,3	-3,6	-0,3	-0,1	-1,4	—	—	—	0,2	0,4	0,0

также уменьшаются и в среднем не превышают  $\pm 1,0^\circ$ . Однако в ясные ночи с ветром более 3 м/сек. в большинстве случаев отмечаются положительные разности вершина — ровное место, в отдельные ночи достигающие  $2^\circ$ .

В пасмурные ночи с ветром микроклиматические различия между вершиной и ровным местом невелики ( $\pm 0,5^\circ$ ), однако в ряде случаев разность принимает отрицательный знак, например в ночи с холодной адвекцией. В такие ночи вершина может стать холоднее ровного места на  $1^\circ$ .

Подобное соотношение минимальных температур воздуха при холодной адвекции, когда наветренные вершины и верхние части склонов оказываются более холодными, отмечает ряд авторов. Например, Глебова М. Я. [6] по Казахскому мелкосопочнику дает аналогичные разности порядка  $1,0-1,5^\circ$ .

Средняя многолетняя разность минимальных температур воздуха вершина — ровное место для выровненной части ЕТС составляет  $1,0-1,5^\circ$ , а в зависимости от условий погоды изменяется от  $+7$  до  $-1^\circ$ .

В закрытых пониженных местах, где застаивается холодный воздух, — в долинах, оврагах, логах на ЕТС — минимальная температура воздуха в ясные тихие ночи в среднем на  $2,0-4,0^\circ$ , в отдельных случаях на  $5-6^\circ$  ниже, чем на открытом ровном месте (табл. 1 б). По данным Сапожниковой С. А. [9], для междуречья Волги и Урала аналогичные разности составляют  $2-2,5^\circ$ .

Холодными являются также подножия склонов с застоем воздуха, где разности с температурой воздуха на середине склона (на примере станций Ростовской области Ремонтное — подножие склона и Досанг — середина склона) в ясные тихие ночи июля составляют в среднем  $3^\circ$ , максимальная разность  $7^\circ$  (табл. 1 б).

Наиболее холодными в тихие ясные ночи являются замкнутые котловины. Например, по Калининской области (ст. Белый — котловина и Бежецк — ровное место) котловинная станция холоднее равнинной в июле в среднем на  $5,5^\circ$ , хотя максимальная разность не превышает  $7^\circ$ , как и для разности температур подножие — середина склона.

Наличие ветра и облачности уменьшает микроклиматические различия, и рассматриваемые разности не превышают  $0,5^\circ$ . В ночи с ветром более 3 м/сек. станции, закрытые от ветра, в ряде случаев оказываются более теплыми, чем те из них, которые расположены на ровном открытом месте. Для низин и оврагов ЕТС это различие в отдельные ночи с ветром  $> 3$  м/сек. достигает  $1^\circ$ . По ряду пар станций (табл. 1 б) в пасмурные ночи с сильным ветром средняя разность также оказывается положительной.

Средняя многолетняя величина разности минимальной температуры воздуха для холодных сырых низин и подножий склонов по отношению к местам с нормальными инверсионными условиями для ЕТС составляет  $0,5-1,0^\circ$ , а колебание разностей в зависимости от погодных условий составляет от  $-7$  до  $+1^\circ$ .

Термический режим побережий водоемов довольно сложен и зависит не только от термического режима самого водоема, степени открытости его водной поверхности, объема водной массы, но также от формы береговой линии, местных особенностей и удаленности от уреза воды. Влияние теплых водоемов, которые уже в июле накапливают достаточное количество тепла, чтобы обогревать узкую прибрежную полосу, довольно хорошо прослеживается по средним многолетним величинам минимальных температур [5]. Например, под влиянием Балтийского моря минимальная температура на побережье повышается на  $1-1,5^\circ$ ,

под влиянием южных морей на 1—2°. Более мелкие водоемы — озера, водохранилища, крупные реки и пруды — также оказывают заметное утепляющее влияние на прибрежную полосу шириной до 2—3 км, которое на территории ЕТС повышает температуру воздуха низкого ровного берега на 0,5—1,0°.

Противоположное действие в летние месяцы оказывают холодные моря и озера. К их числу относятся моря Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Берингово, а также озеро Байкал. На их побережьях средний многолетний минимум температуры ниже, чем вдали от моря, и степень этого снижения зависит от ледовитости моря. Баренцево море и озеро Байкал, например, уменьшают среднюю многолетнюю минимальную температуру воздуха побережья на 0,5°, а на островах на 1,0—1,5°.

По данным за отдельные годы в некоторые ночи влияние водоемов проявляется значительно сильнее, чем в среднем многолетнем значении. Степень этого влияния зависит от направления ветра по отношению к береговой линии, поэтому при разделении по типам погоды в группах с сильным ветром выделены по две подгруппы с учетом его направления (табл. 2). Влияние облачности оказывается несколько меньшим.

В ясные тихие ночи северные озера ЕТС (Имандра, Ладожское, Чудское) в июле увеличивают минимальную температуру прибрежной полосы в среднем за три года на 1,5—2,0°, в отдельные ночи до 2,5—3°.

Водоохранилища центральной части ЕТС оказывают несколько большее влияние на термический режим побережий в ночные часы. Для Камского водохранилища [4] по наблюдениям в августе 1960 г. при малооблачной погоде в 01 час температура воздуха на водоеме на 1—4° выше, чем на побережье, и на 3—5° выше, чем на станции, удаленной от водоема.

Для Куйбышевского водохранилища [3] разности температуры воздуха на его середине и на суше составляют в летнее время ночью 2—3°. На Волгоградском водохранилище это влияние проявляется резко.

Над акваторией Рыбинского водохранилища [2] в июне—сентябре средний минимум на 2,0—3,5° выше, чем на побережье. В июле средний минимум температуры воздуха в среднем за период с 1947 по 1962 г. составляет по станции Пом (остров) 15,2°, Рожновский мыс, 14,7° и в Брейтово (побережье) 12,3°, т. е. разность остров — побережье составляет 2,9°.

В среднем за трехлетний период с 1956 по 1958 г. в ясные тихие ночи июля мыс (ст. Рожновский, мыс) теплее побережья (ст. Брейтово) на 3,8°, максимальная разность составляет 5,9°. Остров (ст. Пом) оказывается теплее побережья в среднем на 4,9° и в максимуме до 7° (табл. 2).

Охлаждающее влияние Баренцева моря и озера Байкал в июле в тихие безоблачные ночи также хорошо прослеживается по данным за трехлетний период с 1960 по 1962 г., и для первого в среднем составляет —1,7° (максимально —2,9°), для второго водоема средняя величина этого влияния равна —2,8°, в отдельные ночи до —4°.

В ясные ночи с ветром более 3 м/сек. в зависимости от его направления влияние водоема сильно меняется. Максимум этого влияния на термический режим побережья отмечается при ветре, направленном с водоема на сушу, в противном случае близость водоема или не проявляется совсем, или сказывается слабо.

Северные озера ЕТС в ясные ночи при ветре с озера обогревают прибрежную полосу на 2,5—5,0° (максимально до 7°), при ветрах

Средняя ( $\Delta t$ ), минимальная ( $\Delta t_{\text{мин}}$ ) и максимальная ( $\Delta t_{\text{макс}}$ ) под влиянием водоемов  
Ию

Водоемы	Годы	Ясно, тихо			Ясно, скорость		
		$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$	ветер с водоема		
					$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$
Побережье — удаленные (более							
Баренцево море (Вайда-Губа — Печенга)	1960—62	-1,7	-0,7	-2,9	-4,0	-2,5	-6,0
Байкал, озеро (Усть-Баргузин — Баргузин)	1961—63	-2,8	-1,8	-4,0	-4,1	-2,7	-5,3
Ладожское озеро (Осиновец — Приозерск)	1956—58	1,7	0,9	2,5	4,9	3,3	7,3
Ладожское озеро (Паллахта — Видлица)	1954, 55, 1960	1,5	1,1	2,7	3,1	2,5	3,7
Чудское озеро (Гдов — Николаевское)	1930—32	1,4	0,7	2,6	2,5	2,0	3,1
Рыбинское водохранилище (Рожновский, мыс — Брейтово)	1956—58	3,8	3,4	5,9	4,5	3,9	6,8
Остров —							
Байкал, озеро (о. Большой Ушканий — Баргузин)	1961—63	-4,8	-3,6	-5,8	-6,8	-4,7	-9,6
Рыбинское водохранилище (Пом — Брейтово)	1956—58	4,9	3,9	6,8	5,6	3,1	7,7

с суши на озеро их влияние резко уменьшается, либо прекращается вообще.

Влияние Рыбинского водохранилища проявляется несколько сильнее, чем влияние озер северной части ЕТС, и минимальная температура воздуха на мысу в ясные ночи с ветром со стороны озера увеличивается в среднем на  $4,5^\circ$ , в отдельные ночи до  $6,8^\circ$ ; на острове соответственно на  $5,6^\circ$  (максимально до  $7,7^\circ$ ). При ветрах противоположного направления эти различия существенно сглаживаются.

Зависимость влияния холодных водоемов от направления ветра также проявляется хорошо. Ветер с холодного водоема охлаждает побережье довольно сильно, так, Баренцево море и озеро Байкал в ясные ночи в среднем понижают температуру побережья на  $4^\circ$ , максимальные различия в отдельные ночи достигают  $6^\circ$ . При направлении ветра с суши на водную поверхность охлаждающее влияние водоемов не отмечается, и различия температуры береговой станции и удаленной от нее на 15—35 км имеют положительный знак.

В пасмурные тихие ночи влияние водоемов на термический режим побережья значительно уменьшается, и минимальная температура воздуха снижается в среднем на  $0,5—1,0^\circ$ , а в максимуме на  $1,5^\circ$ .

Несколько большие различия минимальных температур между берегом и некоторым пунктом, удаленным от него, наблюдаются в пасмурные ночи с ветром со стороны водоема. В этом случае на Ладожском и Чудском озерах отмечается средняя разность несколько большая  $1^\circ$ , а максимальная до  $4,5^\circ$ .

Таблица 2

( $\Delta t_{\text{макс}}$ ) разности минимальной температуры воздуха при разных условиях погоды

ль

ветра > 3 м/сек.			Пасмурно, тихо			Пасмурно, скорость ветра > 3 м/сек.					
ветер с суши			$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$	ветер с водоема			ветер с суши		
$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$				$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$	$\Delta t$	$\Delta t_{\text{мин}}$	$\Delta t_{\text{макс}}$

3—5 км) от уреза воды места

1,0	0,2	1,3	—	—	—	-0,7	-0,2	-1,4	—	—	—
0,4	0,0	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
-1,7	-0,5	-2,5	—	—	—	1,2	0,5	1,9	-0,6	-0,9	-0,2
-0,8	0,0	-1,4	0,5	-0,2	1,5	—	—	—	-0,9	-2,7	-0,7
1,1	0,3	2,7	0,7	0,2	1,2	1,2	0,8	4,4	0,0	-0,8	1,0
0,7	0,4	2,2	0,7	0,5	0,9	1,6	1,1	2,4	0,4	0,1	0,9

побережье

—	—	—	—	—	—	-6,0	-4,9	-7,2	—	—	—
4,6	2,3	6,3	—	—	—	0,5	0,7	0,8	0,7	0,1	0,8

Не только значительные озера и водохранилища, но и крупные реки влияют на микроклимат своих берегов. Так, в тихие ясные ночи минимальная температура воздуха на возвышенных берегах Волги повышена на 2—3° (максимально на 5—7°), Днепра на 1—1,5° (максимально на 3°), в ясные и пасмурные ночи с ветром со стороны реки — до +0,5°. Средняя многолетняя величина колебания минимальной температуры на высоких берегах крупных рек ЕТС не превышает 1—2°. Различие ночных минимумов в отдельные ясные ночи может превышать среднюю многолетнюю величину на 5°, а при неблагоприятном сочетании погодных условий может быть меньше ее на 1—1,5°.

Сырые поймы рек значительно холоднее сухого или высокого берега реки. Например, орошаемая пойма Волги оказывается на 6,8° холоднее сухой степи [8]. По данным Степановой Н. А. [11], разность температур между плоской кромкой долины и поймой Дона составляет 6,2°. Песков П. И. [7] показывает, что средние минимальные температуры воздуха для поймы Оки на 1,8°, а узкой поймы реки Осетр на 3,6° ниже температуры воздуха на берегу. В отдельные ясные ночи эти разности составляют соответственно 3 и 6°.

Болота создают сильную пестроту термического режима ночи на выровненной части ЕТС, особенно в северо-западных районах, где средняя разность минимальной температуры воздуха между болотом и суходолом в ясные тихие ночи приближается к 4°, в отдельные ночи к 7°. В центральных районах ЕТС площадь болот меньше, и их влияние проявляется слабее. Например, в Московской области болотная стан-

ция Навля холоднее суходола (ст. Брасово) в среднем на 1° и лишь в отдельные ночи на 4—4,5°. Наличие ветра и облачности ослабляет охлаждение заболоченных территорий и соответствующие разности в большинстве случаев не превышают 0,5°. По средним многолетним данным болота ЕТС холоднее суходола на 1,0—1,5°.

К холодным местоположениям относятся также лесные поляны. Многолетние средние разности их минимальных температур и открытого ровного места составляют для ЕТС 0,5—1,0°. В ясные тихие ночи в Московской области разность минимальных температур воздуха поляна — открытое ровное место составляет 1,5—2,0° — в среднем и до 4° — в отдельные ночи. В пасмурные ночи поляны могут быть как холоднее, так и теплее открытого ровного места на 1,5—2,0°, однако холодных ночей на полянах несколько больше, поэтому средняя разность отрицательна, но не превышает 0,8°.

Таким образом, в зависимости от условий погоды в июле на выровненной части ЕТС диапазон колебания крайних значений минимальной температуры воздуха в зависимости от местоположения станции в пределе составляет 8°. Совместное влияние погодных условий и особенностей местоположения на величину минимальной температуры увеличивает диапазон рассматриваемых разностей до 14°, т. е. значительно превышает соответствующие разности среднего многолетнего минимума (табл. 3).

Таблица 3

Крайние разности минимальной температуры воздуха  
на выровненной части ЕТС в зависимости от местоположения  
станций

Июль

Сравниваемые местоположения	Разность минимальной температуры воздуха в отдельные ночи, град.		Средний минимум температуры воздуха, град.	
	ясно, тихо	пасмурно, ветер	от	до
Вершина — ровное место . . . . .	7	—1	1,5	0,5
Высокий берег реки — удаленное от него (более 3—5 км) ровное место	5—7	1	2	1
Низина — ровное место . . . . .	—7	+1	—1	—0,5
Болото — суходол . . . . .	—5, —7	—0,5	—1,5	—1,0
Поляна в лесу — открытое ровное место . . . . .	—4	—0,5	—1,0	—0,5

Микроклиматические различия минимальной температуры воздуха, возникающие в тихие ясные ночи июля в разных формах рельефа, сохраняются в аналогичные ночи весны и осени [1]. Поэтому можно предположить, что величина колебания минимальной температуры под влиянием формы рельефа будет сохраняться в течение всего вегетационного периода. Однако, учитывая многообразие природных условий и их особенностей в каждом конкретном месте в разных географических районах страны, можно ожидать еще большего диапазона изменения минимальной температуры воздуха под влиянием местных и погодных условий.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Гидрометеоздат, Л., 1961.
2. Гущина Л. А. Некоторые особенности распределения температуры воздуха в районе Рыбинского водохранилища. Сборник работ Рыбинской Гидрометеорологической обсерватории им. М. А. Рыкачева, вып. 2. Гидрометеоздат, Л., 1965.
3. Колобов Н. В. и Верещагин М. А. О влиянии Куйбышевского и Волгоградского водохранилища на метеорологические условия в прибрежной зоне. Материалы первого научно-технического совещания по изучению Куйбышевского водохранилища, вып. 2. Куйбышев, 1963.
4. Матарзин Ю. М. Влияние Камского водохранилища на температуру воздуха окружающей территории. Ученые записки Пермского университета, т. 23, вып. 3, физ. география, гидрология и метеорология, Пермь, 1963.
5. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберга. Гидрометеоздат, Л., 1967.
6. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Под ред. И. А. Гольцберга. Гидрометеоздат, Л., 1962.
7. Песков П. И. Закономерности распределения температуры воздуха в пойме. Труды ГГО, вып. 190, Гидрометеоздат, Л., 1966.
8. Раунер Ю. Л. Закономерности формирования теплового баланса и микроклимата в засушливых условиях (на примере Прикаспийской низменности). Изд-во АН СССР, М., 1960.
9. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоздат, Л., 1950.
10. Семенова Л. Г. Средний минимум температуры воздуха в разных местоположениях по Европейской территории Союза. Тр. ГГО, вып. 190. Гидрометеоздат, Л., 1966.
11. Степанова Н. А. Микроклиматические исследования поймы реки Дона. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, т. 25. Гидрометеоздат, Л., 1938.

### ВЕРОЯТНОСТЬ НАСТУПЛЕНИЯ ЗАМОРОЗКОВ

Для оценки опасности заморозков для сельскохозяйственных культур и оценки морозоопасности территории необходимо иметь сведения о вероятности наступления заморозков в определенные отрезки времени, соответствующие наиболее морозоопасным периодам в жизни растений. Для более полного освещения этого вопроса в части II Справочника по климату СССР были включены таблицы дат заморозков и длительности безморозного периода различной вероятности. Для составления их климатологами ГМО была проделана очень большая и трудоемкая работа по расчету суммарных кривых вероятностей для всех длиннорядных станций СССР, период наблюдений которых по минимальной температуре воздуха превышает 20 лет.

В большинстве ГМО определение кривых вероятностей производилось аналитическим способом по формуле квадратического отклонения

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum d^2}{n}}$$
, где  $\sum d^2$  — сумма квадратов отклонений от средней,  $n$  — число лет наблюдений.

Лишь в некоторых ГМО (УССР, Киргизской ССР, Новосибирской) подсчеты производились по повторяемости отдельных градаций и типовые кривые вероятности составлялись на глаз, как среднее из пучка сходных кривых по отдельным станциям.

Тип кривой вероятности определяется макроклиматическими условиями района, радиационными и циркуляционными факторами, от которых зависит изменчивость погодных условий по годам на больших территориях. Поэтому районы, однородные по климату, характеризуются кривыми вероятности одного типа. В частности, типы кривых вероятности дат заморозков очень четко выявляют степень устойчивости погодных условий весны и осени.

Сопоставление типов кривых вероятностей, определенных вполне независимо друг от друга для смежных территорий в разных ГМО, показывает, что различия в  $\sigma$  колеблются, как правило, в пределах  $\pm 1$ .

На рис. 1, 2 и 3 дано территориальное распределение типов кривых вероятностей дат заморозков для весны и осени, а также кривых длительности безморозного периода. Карты составлены по таблицам Справочника по климату СССР. Сравнение их с аналогичными картами, ранее составленными автором по данным очень ограниченного числа станций, показывает, что количество типов кривых вероятностей по да-

там заморозков не изменилось. Интервалы картирования остались без изменений, с колебаниями картируемой величины в пределах  $\pm 1$ , но границы отдельных районов уточнены.

Кроме того, выделяется ряд интересных деталей, которые ранее не могли быть учтены. В частности, отмечается некоторое увеличение  $\sigma$  на побережьях Балтийского и Черного морей, Тихого океана на Дальнем Востоке. Это увеличение как весной, так и осенью невелико, порядка 2—3 единиц, но очень наглядно показывает влияние моря на термический режим побережий. Характерной особенностью кривых вероятностей дат заморозков в прибрежной зоне является некоторая

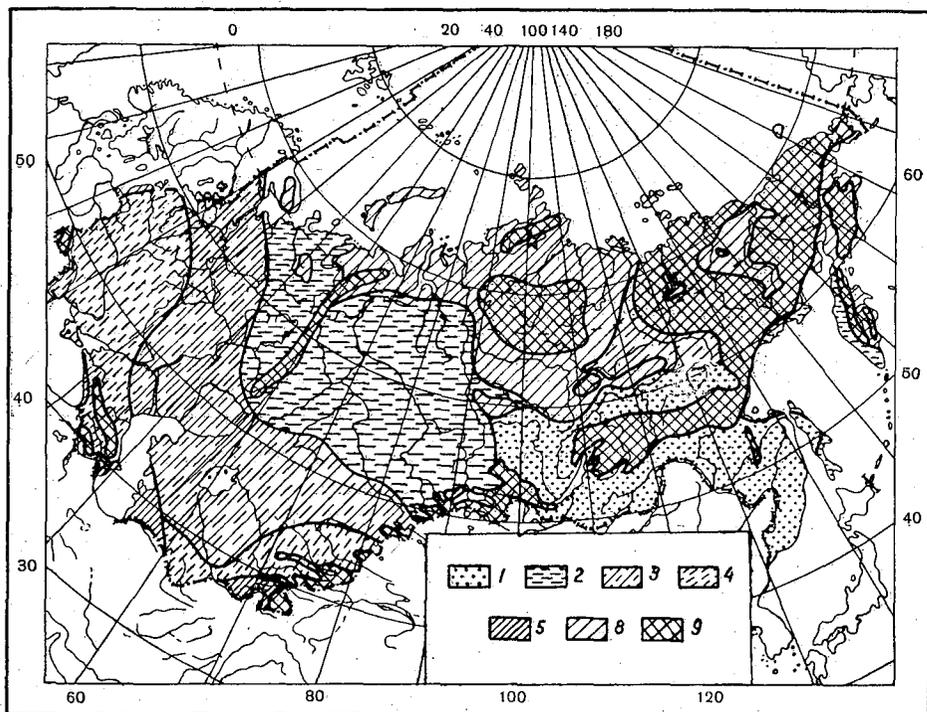


Рис. 1. Карта типов кривых вероятности дат заморозков. Весна.

Величина  $\sigma$ : 1 — от 7 до 9; 2 — от 9 до 11; 3 — от 11 до 13; 4 — от 13 до 15; 5 — от 15 до 17; 6 — от 17 до 19; 7 — более 20; 8 — районы летнего смыкания кривых вероятности весны и осени; 9 — горные районы.

асимметричность, растянутость кривой в верхней части ее, свидетельствующая об отепляющем влиянии моря на побережья, особенно осенью.

Типы кривых вероятности дат заморозков являются очень четким показателем устойчивости погоды весны и осени в разных частях территории СССР. Наиболее устойчива погода переходных сезонов на Дальнем Востоке, где амплитуда кривой вероятности самая малая ( $\sigma=8$ ). Наименее устойчива погода этих сезонов в районах с теплой зимой на юге ЕТС и Средней Азии. Здесь возможно как очень раннее, так и очень позднее прекращение заморозков весной ( $\sigma$  равна 16 и более) и соответственно наступление их осенью ( $\sigma$  превышает 20). В табл. 1 показана возможная амплитуда дат заморозков и длительности безморозного периода для всех типов кривых, показанных на рис. 1, 2, 3.

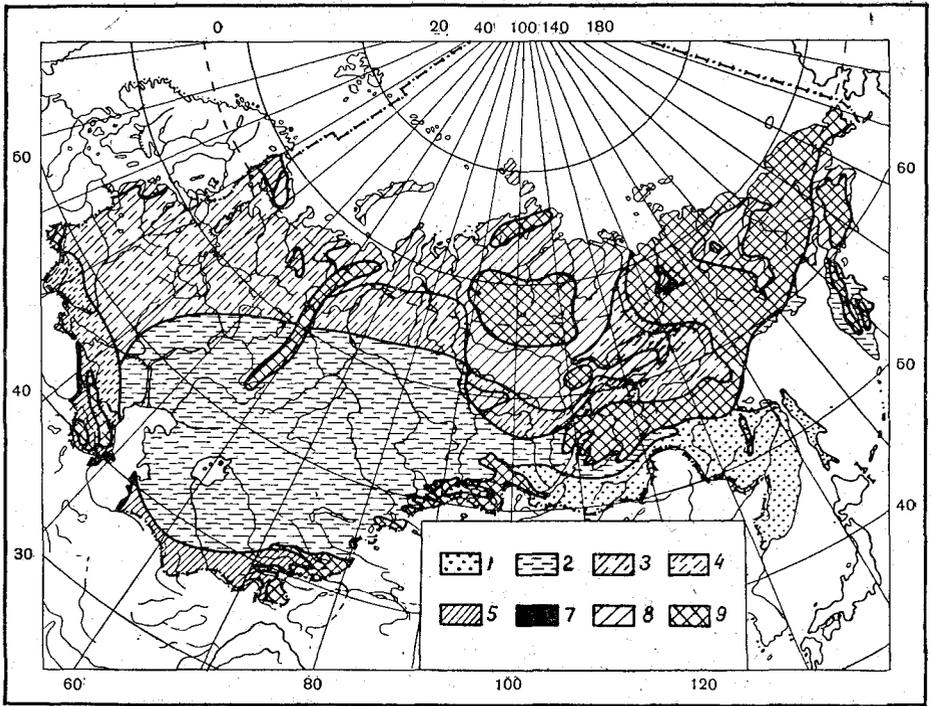


Рис. 2. Карта типов кривых вероятности дат заморозков. Осень.  
Условные обозначения см. рис. 1.

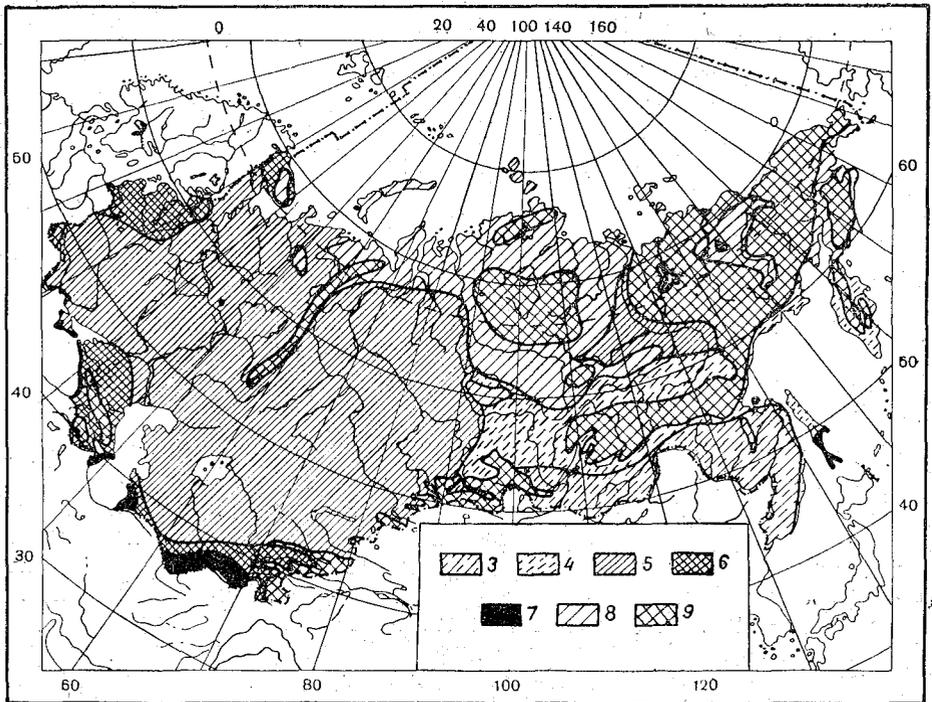


Рис. 3. Карта типов кривых вероятности длительности безморозного периода.  
Условные обозначения см. рис. 1.

Таблица 1

Отклонения от средней даты заморозков (дни) в зависимости от значения  $\sigma$ 

$\sigma$	Вероятность заморозков, %										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
8	-14	-10	-7	-4	-2,0	0	2,0	4	7	10	14
10	-18	-13	-8	-5	-2,5	0	2,5	5	8	13	18
12	-21	-15	-10	-6	-3,0	0	3,0	6	10	15	21
14	-24	-18	-12	-7	-3,5	0	3,5	7	12	18	24
16	-28	-21	-13	-8	-4,0	0	4,0	8	13	21	28
18	-32	-23	-15	-9	-4,5	0	4,5	9	15	23	32
20	-35	-26	-17	-10	-5,0	0	5,0	10	17	26	35

Из табл. 1 следует, что на Дальнем Востоке время между наиболее ранними и самыми поздними возможными заморозками за большей ряд лет занимает менее одного месяца, на юге ЕТС и Средней Азии оно порядка 2,5 месяцев.

Полная амплитуда в пределах вероятностей от 0 до 100% при  $\sigma=8$  равна 36 дням, при  $\sigma=20$  равна 90 дням.

В равнинной части умеренной зоны СССР самые большие величины  $\sigma$  наблюдаются весной на юго-западе ЕТС (УССР, БССР, Прибалтика), где под влиянием неустойчивого переноса воздушных масс с Атлантики погодные условия весен сильно меняются от года к году, и период между самым ранним возможным и самым поздним сроками прекращения заморозков весной растянут до 70 дней.

Осенью аналогичные условия наблюдаются на Севере СССР, где в холодные годы вынос волн холода из Арктики, вызывающий заморозки, начинается уже в июле—августе, в теплые годы начало заморозков отодвигается до конца сентября. Самые большие величины  $\sigma$  по длительности безморозного периода, превышающие 30—35, наблюдаются на Черноморском побережье Кавказа, где зимние морозы носят характер заморозков умеренной зоны и проявляются в виде отдельных похолоданий на фоне положительной средней суточной температуры воздуха.

На большей части территории СССР изменчивость погодных условий по годам весной и осенью одинакова, и  $\sigma$  весны и осени либо равны, либо различаются только на 1—2 единицы.

В наиболее континентальной части страны (в Казахстане, в большей части пустынь Средней Азии)  $\sigma$  весной несколько больше, чем осенью. Но на юге ЕТС и Средней Азии, т. е. в районах с теплой зимой, осенью погода более неустойчива, чем весной, и  $\sigma$  осенью несколько больше, чем весной.

Очень большое разнообразие в сочетаниях между сроками прекращения заморозков весной и наступлением их осенью по отдельным годам создает сложную зависимость между величинами  $\sigma$  для весны, осени и длительности безморозного периода. Амплитуда кривой для длительности безморозного периода всегда несколько больше амплитуд кривых дат заморозков для весны и осени.

В табл. 2 дано примерное соотношение этих величин, полученное по осредненным данным Справочника по климату СССР. По отдельным станциям возможны довольно большие отклонения этой зависимости.

На рис. 1, 2, 3 одинаковые штриховки показывают одну и ту же градацию величины  $\sigma$ . Условные обозначения на рис. 1, 2 совпадают, за исключением величины  $\sigma$  более 20, которая весной на больших площадях не отмечена. Осенью она выделена на Черноморском побережье Кавказа и на побережьях южной части Каспия.

Таблица 2

Зависимость величины  $\sigma$  безморозного периода ( $\sigma_{б.п.}$ ) от величины  $\sigma$  весной ( $\sigma_{в.}$ ) и  $\sigma$  осенью ( $\sigma_{о.}$ )

$\sigma_{в.}$	$\sigma_{о.}$					
	8	10	12	14	16	18
8	11	12	13	—	—	—
10	—	14	15	16	—	—
12	—	—	16	17	18	—
14	—	—	17	18	18	—
16	—	—	—	—	18	20

Малые значения  $\sigma$  (8 и 10) не характерны для кривых вероятности безморозного периода. Поэтому шкала штриховки на рис. 3 сдвинута, но градации штриховки совпадают с рис. 1 и 2, за исключением величины  $\sigma$ , равной 18, занимающей на этой карте довольно большую территорию. На рис. 1 и 2 это значение  $\sigma$  не могло быть дано.

Также нельзя показать на схематических картах малого масштаба детали распределения  $\sigma$  в горных районах. Больше всего данных по  $\sigma$  есть по Закавказью. Здесь распределение этих величин очень сложно, но хорошо отражает разнообразие горных климатов.

На Черноморском побережье Кавказа  $\sigma$  весной до высот около 500 м равно 15—17, на Куринской низменности в Азербайджане уменьшается до 10—12. Эта же величина наблюдается и на побережье Каспийского моря как в Азербайджане, так и в Дагестане, до высоты 500—600 м. Но на берегу Каспия в Азербайджане  $\sigma$  также увеличена до 15—17.

Четко выраженного высотного градиента  $\sigma$  в горах нет. Но некоторое нарастание этой величины с высотой, связанное с общим изменением климата при подъеме в горы, все же следует отметить.

На южном склоне Большого Кавказа и на склонах Малого Кавказа в пределах высот 500—1500 м  $\sigma$  возрастает от 10 до 13—14, для больших высот данных очень мало, но по-видимому, существенное изменение величины  $\sigma$  не наблюдается.

Осенью изменчивость погодных условий везде больше, чем весной, и поэтому  $\sigma$  осенью также везде больше, чем весной. В горах она возрастает от 12 до 16, в долине Куры она около 14, на побережье Каспия и Черного моря превышает 20. В субтропической зоне черноморского побережья Кавказа и на островах южной части Каспия при температуре самого холодного месяца выше 4° осенью  $\sigma$  равна 25—28, весной более 16. Заморозки здесь наблюдаются с середины ноября до начала марта, кривые вероятности осени и зимы смыкаются в январе—феврале и заморозки за эти месяцы могут быть только условно разделены на осенние и весенние.

Изменчивость длительности безморозного периода очень велика, иногда он может длиться более года (например, с января текущего по февраль следующего года), в результате чего  $\sigma$  за безморозный период повышается до 30—35. При этом амплитуда кривой вероятности в пре-

делах 5—95% охватывает четыре месяца, т. е. весь холодный период с возможными заморозками, что резко отличает эти  $\sigma$  безморозного периода от таковых для умеренной и горной зон, в которых безморозный период каждый год на длительное время прерывается зимой, и  $\sigma$  безморозного периода не превышает 20—25 даже в южных районах СССР с большой изменчивостью погодных условий в переходные сезоны года, особенно осенью.

Поскольку типы кривых вероятности отражают макроклиматическую изменчивость погодных условий из года в год на больших территориях, возникающую в основном под влиянием циркуляционных процессов, изменение их под влиянием подстилающей поверхности (микrokлимата) относительно невелико. Основное изменение заключается в сдвиге типовой кривой вероятности по календарной шкале соответственно изменению средней даты заморозков под влиянием местоположения.

Изменение самой величины  $\sigma$  под влиянием микrokлимата отмечается в орошаемых оазисах и в городах. В первом случае — под отепляющим влиянием орошения, во втором — также под отепляющим влиянием города значительно сокращается число слабых заморозков, уменьшается длительность морозоопасного периода, хотя общая синоптическая ситуация остается одинаковой с прилегающей открытой территорией. В результате этого отепляющего влияния на термический режим ночи кривая вероятности становится более крутой и  $\sigma$  уменьшается на одну-две единицы. Этот факт отмечен в исследованиях Ташкентской и Казахской ГМО — для оазисов, Уральской ГМО — для городов (табл. 3).

Таблица 3

Влияние оазисов и городов на тип кривой вероятности

Местоположение	Величина $\sigma$		
	весна	осень	безморозный период
Пустыня Кара-Кум . . .	12	10	16
Оазисы в низовьях Амударьи . . .	9	9	13
Урал (ровное место) . . .	10	10	16
Урал (города) . . . . .	8	9	12

В долинах и котловинах в условиях горного рельефа величина  $\sigma$  может изменяться как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения (в пределах  $\pm 2-3$  единицы). Это определяется условиями местной адвекции холодного воздуха с окружающих возвышенностей. При постоянном подтоке его происходит передвижение средней даты заморозков на более поздние сроки весной и более ранние осенью; тип кривой вероятности становится более крутым,  $\sigma$  соответственно уменьшается. При периодической местной адвекции холодного воздуха кривая вероятности растягивается, становится более пологой и  $\sigma$  соответственно увеличивается.

Основное же изменение, которое претерпевает кривая вероятности дат заморозков и длительности безморозного периода под влиянием положения станции (в долине или на поляне в слое инверсии), заключается в образовании некоторой асимметричности кривой,

выражающейся в удлинении нижней ее части в пределах вероятностей менее 10%.

Влияние морей и крупных водоемов, как было отмечено выше, проявляется с одной стороны в увеличении  $\sigma$  на их побережьях, с другой стороны также в некоторой асимметрии кривой вероятности, выражающейся в удлинении верхней части ее в пределах вероятностей до 100%. Это особенно характерно для кривых вероятности осенних дат заморозков, во время которых море теплее суши, и соответственно проявляется и на кривых вероятности длительности безморозного периода.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Справочник по климату СССР. Вып. 1—34, ч. II. Гидрометеиздат, 1965—1966.
2. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Гидрометеиздат, Л., 1961.

## СУТОЧНЫЙ ХОД ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Несмотря на то что влажность воздуха является важной и интересной метеорологической характеристикой, многие аспекты ее изменения еще недостаточно исследованы. Это объясняется прежде всего несовершенством приборов, используемых для определения влажности воздуха. Кроме того, четырехсрочные наблюдения за влажностью воздуха недостаточно характеризуют суточные изменения ее.

В связи с этим в некоторых климатических справочниках в настоящее время приводятся таблицы суточного хода относительной влажности. Однако такие таблицы есть не во всех справочниках, поэтому количество станций недостаточно для детального изучения суточного хода этого элемента.

И. А. Берлин [1] рассмотрела некоторые особенности в распределении по территории СССР суточной амплитуды относительной влажности воздуха на основании составленных ею карт разностей относительной влажности за 7 и 13 час. за июль и январь. В зимние месяцы суточная амплитуда влажности будет близка по значениям к разности за 7 и 13 час., в летние месяцы она значительно отличается от разностей за 7 и 13 час. Эти различия составляют 10—15% для средних многолетних величин.

Еще большие различия возникают под влиянием местоположения станций и погодных условий.

Вопрос о влиянии местоположения станций на суточный ход влажности воздуха до сих пор мало разработан, хотя известно, что суточная амплитуда влажности зависит от местных условий, в частности, от расположения источников увлажнения (водоемов, заболоченных массивов, растительности и т. д.).

При учете микроклиматических особенностей орошения, полезащитного лесоразведения, режима болот и др. влажность воздуха изучалась во время экспедиционных исследований (работы М. Я. Глебовой и С. А. Сапожниковой [2, 5]).

С. А. Сапожникова указывает, что суточная амплитуда относительной влажности воздуха в оазисах и прилегающих частях пустыни может различаться даже в средних месячных величинах на 10—15% [5]. Побережья и внутриконтинентальные станции также дают различия в 10—15%.

М. Я. Глебова [3] на основании экспедиционных наблюдений показала, что в условиях холмистого рельефа суточная амплитуда относительной влажности воздуха в понижениях на 15—20% больше, чем на

возвышенностях. Самые большие суточные амплитуды наблюдаются в районах, отличающихся резко континентальным климатом.

Для более детальной характеристики особенностей суточного хода влажности как в географическом разрезе, так и для выявления микроклиматических различий, были использованы таблицы ТМ-2г (наблюдения по гигрографу) по УГМС Эстонской ССР, Северо-Западу и Центру ЕТС за июль (по возможности более 15 лет) по средней суточной, максимальной и минимальной относительной влажности, а также по величине суточной амплитуды этого элемента.

Недостатком данных самописцев по влажности воздуха, затрудняющим их использование, является большое число ошибок из-за неправильной установки пера и ленты (максимум относительной влажности превышает 100%) и т. д.

Имеющиеся физико-географические описания станций не дают ясной характеристики их местоположения. В связи с этим пользоваться некоторыми описаниями для классификации станций по влиянию их местоположения на величину метеорологических элементов не представляется возможным.

Кроме того, сокращение метеорологической сети станций в некоторых случаях приводит к тому, что станции, каким-то образом выпадающие из общего фона, т. е. такие, которые могли бы выявить интересные метеорологические особенности, закрываются в первую очередь. В качестве примера можно привести станции Починки, Карачев, Навля и другие.

Однако по имеющимся данным все же можно выявить некоторые особенности влияния местоположения станций на показания гигрографов.

Как видно из табл. 1, средняя многолетняя суточная амплитуда относительной влажности изменяется в довольно широких пределах. Отчетливо проявляется влияние водоемов и болот на величину суточной амплитуды влажности.

Таблица 1

Средние многолетние суточные амплитуды относительной влажности воздуха  
Июль

Станция	Суточная амплитуда относительной влажности, %	Станция	Суточная амплитуда относительной влажности, %
<b>Острова, мысы</b>		<b>Станции, находящиеся под влиянием окружающих болот</b>	
Сухо, маяк . . . . .	9	Починки . . . . .	39
Кемь . . . . .	18	<b>Станции, вне непосредственного влияния источников увлажнения</b>	
Вильсанди . . . . .	13	Пудож . . . . .	32
Таллин . . . . .	19	Лоухи . . . . .	32
Рожновский, мыс . . . . .	17	Куузику . . . . .	34
		Ростов (оз. Неро) . . . . .	32
		Пошехонье-Володарск . . . . .	31

Наименьшую амплитуду имеют островные и береговые станции, причем в зависимости от уровня температуры эти значения могут колебаться от 9 до 19%. Наибольшие различия в амплитудах наблюдаются

между станциями, которые находятся под влиянием крупных водоемов и вне влияния его. Например, Вильсанди — Куузику, Рожновский, мыс — Починки и т. д. Разность в этом случае достигает 15—20%. Станции, удаленные от водоемов, имеют суточную амплитуду около 30%.

Как известно, наибольшие колебания метеорологических элементов под влиянием микроклимата проявляются при ясной или малооблачной погоде. Поэтому были произведены выборки ясных и пасмурных суток за июль по таблицам ТМ-1.

В табл. 2 приводятся результаты подсчетов средних суточных, максимальных и минимальных величин, а также средней суточной амплитуды относительной влажности в ясные и пасмурные сутки. Количество

Таблица 2

Средние ( $f$ ), максимальные ( $f_{\max}$ ), минимальные ( $f_{\min}$ ) значения и суточные амплитуды  $A$  относительной влажности воздуха в зависимости от условий погоды

Июль

Станция	Ясные дни										Пасмурные дни				
	число случаев	$f$	$f_{\max}$	$f_{\min}$	$A$	сроки наблюдений				разность <sup>1</sup>	число случаев	$f$	$f_{\max}$	$f_{\min}$	$A$
						1	3	7	13						
<b>Острова, мысы</b>															
Сухо, маяк . . . . .	64	78	90	64	26	82	83	82	74	8	86	88	99	76	23
Мощный . . . . .	23	69	87	53	34	77	77	72	60	12	35	83	91	70	22
Ладожское озеро . . . . .	19	66	82	46	37	82	81	70	54	16	—	—	—	—	—
Рожновский, мыс . . . . .	37	70	87	52	35	—	—	—	—	—	102	84	91	69	23
Пом . . . . .	31	70	85	52	33	—	—	—	—	—	74	84	94	71	23
<b>Побережье Балтийского моря и озер</b>															
Осиновец . . . . .	26	75	93	58	37	86	90	77	67	10	68	84	85	62	24
Лисий Нос . . . . .	48	72	93	54	39	—	—	—	—	—	44	82	91	67	24
Ломоносов . . . . .	21	68	85	46	42	—	—	—	—	—	38	80	92	61	31
о. Залига . . . . .	15	67	89	45	43	82	83	76	54	22	—	—	—	—	—
Новгород—Григорово . . . . .	14	62	88	41	47	—	—	72	45	27	15	81	92	59	33
Гдов . . . . .	22	58	92	41	51	—	—	75	53	22	127	80	93	62	31
Псков . . . . .	24	66	91	42	48	—	—	75	47	28	68	82	95	63	32
Брейтово . . . . .	33	73	94	52	42	—	—	—	—	—	57	83	94	66	28
Щербаковское море . . . . .	18	68	88	42	46	—	—	—	—	—	113	82	93	67	26
Усть-Нарва . . . . .	19	70	92	45	47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Локса . . . . .	17	70	90	47	43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Станции, расположенные вне влияния водоема</b>															
Холм . . . . .	36	70	96	44	52	—	—	80	48	32	—	—	—	—	—
Винница . . . . .	46	70	97	42	54	—	—	81	45	36	88	84	96	63	33
Осьмино . . . . .	18	69	95	42	53	92	94	74	46	28	43	87	96	66	30
Опочка . . . . .	32	67	94	39	55	90	92	82	45	37	82	84	92	63	29
Шугозеро . . . . .	44	67	96	41	55	—	—	79	49	30	72	86	96	67	30
Ляды . . . . .	14	68	97	41	56	—	—	75	45	30	—	—	—	—	—
Каменка . . . . .	32	66	95	36	59	—	—	75	48	27	68	83	97	66	30
Куузику . . . . .	38	65	94	38	56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тихвин . . . . .	33	62	96	34	62	—	—	69	33	36	—	—	—	—	—
Починки . . . . .	29	67	95	36	59	—	—	—	—	—	112	83	96	62	34
Веретье . . . . .	44	65	100	36	63	92	92	70	38	32	—	—	—	—	—
Тоома, болотная . . . . .	46	63	94	35	59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

<sup>1</sup> Приводится разность данных наблюдений между сроками за 7 и 13 час.

случаев различается по станциям, однако превышает 15—20. Число пасмурных дней за выбранный период всегда больше числа дней с ясной погодой (использовались все имеющиеся данные наблюдений).

В ясные сутки значения суточной амплитуды относительной влажности изменяются от 60—70% для болотных станций (например, Веребье и Починки) до 26—35% для островных станций (Сухо, маяк, Пом, Рожновский, мыс и др.). Основная масса континентальных станций имеет суточную амплитуду около 40—50%.

В пасмурные дни наибольшие различия амплитуд между станциями составляют всего 10—12% при значениях амплитуд от 23 до 35%.

На рис. 1 представлена зависимость суточной амплитуды относительной влажности от общего уровня влажности, т. е. от средней суточной влажности воздуха в ясные сутки в июле. Этот график построен таким образом, что одна величина — средняя суточная относительная

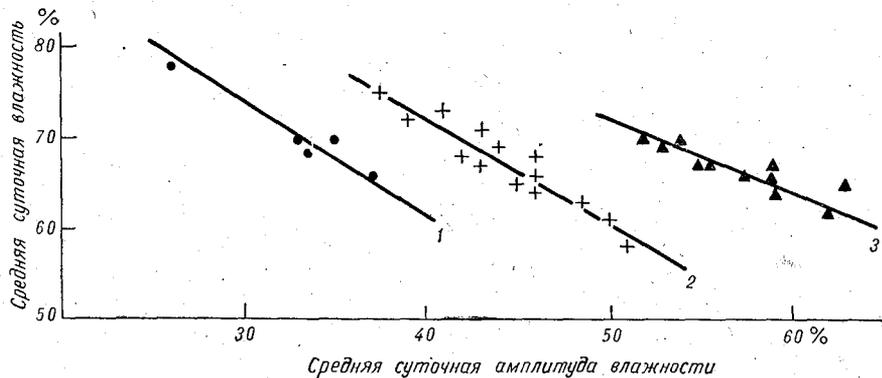


Рис. 1. Зависимость средней суточной амплитуды относительной влажности воздуха от ее среднего суточного значения и от местоположения станции. Июль. Ясные сутки.

1 — острова, мысы, 2 — побережья морей, крупных озер, 3 — вне влияния водоемов.

влажность — почти не реагирует на местные условия, а другая — средняя суточная амплитуда относительной влажности — является более чувствительной. Из рис. 1 видно, что средняя суточная относительная влажность воздуха изменяется для разных станций от 60 до 75—78%, в то время как ее суточная амплитуда под влиянием местоположения может колебаться от 26 до 65%. Таким образом, вариации амплитуды влажности воздуха почти в 3 раза больше, чем изменения средней суточной относительной влажности. На рис. 1 четко выделяются три группы станций. К первым двум группам относятся станции, испытывающие на себе влияние водоемов. Первая группа объединяет станции, находящиеся под влиянием Ладожского озера и Рыбинского водохранилища. Высокие значения средней суточной влажности получают из-за небольших различий в дневных и ночных значениях, что приводит к наименьшим величинам суточных амплитуд относительной влажности воздуха. Ко 2-й группе относятся станции, расположенные по берегу Финского залива, и озерные станции. Если в 1-й группе амплитуды не превышают 35%, то 2-я группа объединяет станции с амплитудой 40—50%. Увеличение амплитуды происходит за счет низких дневных значений влажности воздуха. Эта группа станций в дневное время испытывает как влияние материка, так и водоема, поэтому минимальные значения средние между 1-й и 2-й группами станций.

Третья группа наиболее многочисленна и объединяет, в основном, континентальные станции. Значительное нагревание земной поверхности в дневное время сопровождается иссушением верхнего слоя почвы, что приводит к уменьшению значений влажности воздуха. Ночные значения по-прежнему высоки.

Особого внимания заслуживают наблюдения на болотных массивах. Как указывает Иванов К. Е. [4], на моховых болотах суточный ход испарения имеет большую амплитуду, что в свою очередь приводит к большим суточным амплитудам температуры и влажности воздуха. Кроме того влажностный режим верховых (моховых) болот отличается от режима низинных болот. Эти различия, по-видимому, обусловлены неодинаковым по форме и густоте растительным покровом обоих видов болот. Имеющиеся в нашем распоряжении болотные станции относятся к типу станций на моховых болотах, поэтому суточные амплитуды относительной влажности на станциях Починки, Веревье, Тоома наибольшие из всех рассмотренных.

В то же время, как показывает сравнение данных по станциям Тоома, болотная и Тоома, минеральная, различия в режиме влажности воздуха между ними очень невелики. По экспедиционным данным на высоте 150 см [2] различия во влажности воздуха между суходолом и осушенным болотом составляют лишь 5—8% в дневное время, ночью они несколько меньше и равны 3—5%. Причина, по-видимому, заключается в том, что суходольные площади испытывают на себе влияние болотного массива.

В пасмурные дни суточный ход сглаживается, поэтому значения амплитуд влажности малы. Как видно из табл. 2, разность амплитуд между островными и внутриматериковыми станциями в пасмурные сутки достигает 10%.

Таким образом, в пасмурные дни на станциях вне зависимости от их местоположения сглаживаются различия во влажности, что прежде всего сказывается на дневных значениях. Минимальные величины повышаются на 20—25% по сравнению с ясными днями, максимальные значения остаются по-прежнему высокими. Суточные амплитуды уменьшаются и составляют для всех станций 25—30%.

Все сказанное выше можно проследить на графиках суточного хода относительной влажности. На рис. 2 приводятся суточные хода средних величин относительной влажности в ясные сутки за июль по некоторым станциям рассматриваемых УГМС. Станции выбраны с таким расчетом, чтобы общий уровень увлажнения воздуха для определенной группы различался незначительно.

Сглаженный суточный ход, а следовательно, и наименьшая суточная амплитуда, наблюдается на станциях, расположенных на островах или на побережье. В качестве примера таких станций даны: Сухо, маяк, Рожновский, мыс, Пом, Вильсанди и Рухну. Наибольшую суточную амплитуду имеют болотные станции. Такими станциями являются Починки, Веревье, Тоома, болотная.

При рассмотрении рис. 2б видно, что различие в общем термическом уровне двух островных станций: Сухо, маяк и о. Залита (разность по широте между ними около 2,5°) оказывает существенное влияние на дневные значения относительной влажности, которые на ст. Сухо, маяк на 20% выше, чем на ст. о. Залита.

Дневной бриз выравнивает различия в минимальных значениях относительной влажности между станциями Рожновский, мыс и Брейтово, расположенными друг от друга на расстоянии 20 км (рис. 2в). В ночное время за счет тепляющего влияния водной поверхности значения

относительной влажности на ст. Рожновский, мыс на 10% ниже, чем на ст. Брейтово.

Необходимо учесть, что рассматриваемые станции расположены в районах избыточного и достаточного увлажнения, поэтому микрокли-

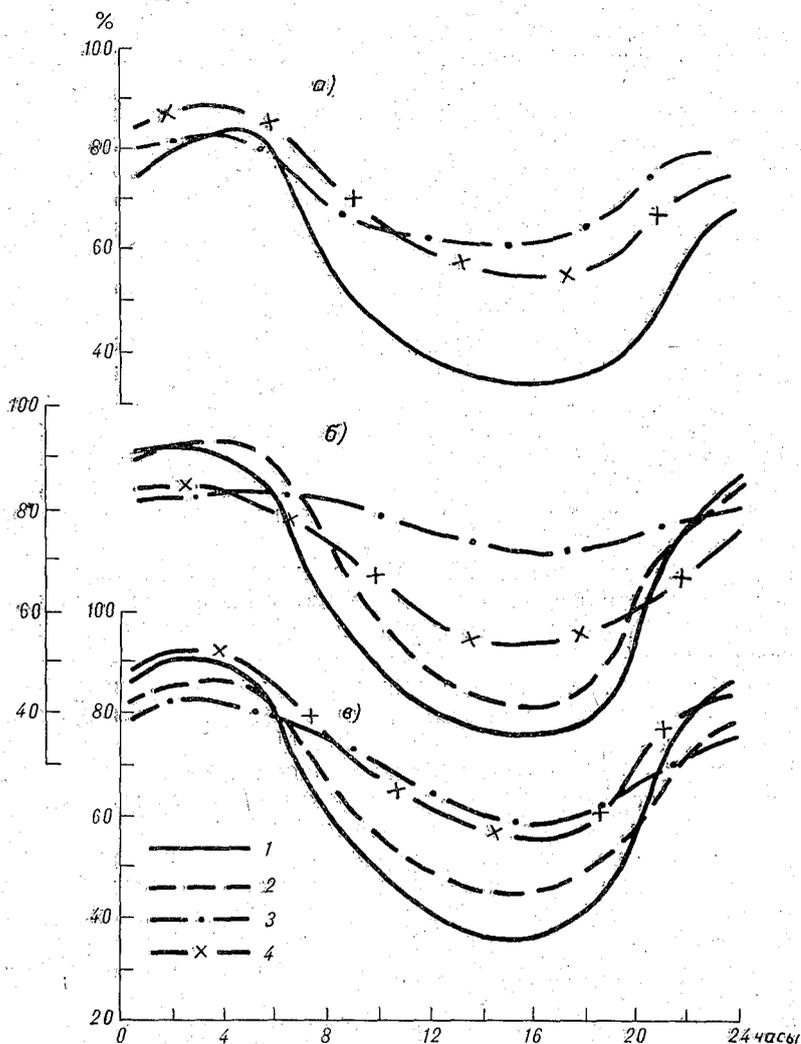


Рис. 2. Суточный ход относительной влажности воздуха для Эстонского УГМС (а), Северо-Западного (б) и УГМС Центральных областей (в) за периоды малооблачной погоды. Июль.

1 — болотные станции: Тоома, Веребье, Починки; 2 — островные: Сухо, маяк, Пом; 3 — береговые: Рухну, о. Залита, Брейтово; 4 — континентальные: Куузунку, Опочка, Москва, ВДНХ.

матические различия проявляются на фоне относительно высоких суточных значений относительной влажности, которая колеблется в пределах 65—75%. Это приводит к тому, что максимальные предупредительные значения высоки. Они являются следствием совместного влияния большого влагосодержания воздуха и понижения температуры воздуха. Максимальные значения лишь незначительно изменяются от суток к суткам.

Дневные значения относительной влажности в этих районах больше варьируют около средних, чем максимальные ночные величины.

Для рассматриваемых станций средние максимальные значения относительной влажности колеблются только в пределах 85—98%, в то время как средние минимальные величины изменяются по отдельным станциям в пределах от 30 до 60%, т. е. диапазон изменения средних минимальных значений влажности в два раза больше, чем максимальных.

Исследование изменчивости величин велось по расчету ряда статистических характеристик.

Мерой рассеяния средней величины является среднее квадратичное отклонение  $\sigma_{\text{эмп}}$ . Эта величина вычислялась по формуле:

$$\sigma_{\text{эмп}} = \pm \sqrt{\frac{\sum_1^n (x - \bar{x})^2}{n}}, \quad (1)$$

где  $(x - \bar{x})$  — разность между ежедневными значениями и средней величиной;  $n$  — число случаев.

В табл. 3 приводятся рассчитанные значения  $\sigma_{\text{эмп}}$  для максимальной, минимальной влажности и суточной амплитуды относительной влажности воздуха для некоторых станций Северо-Запада и Центра ЕТС.

Таблица 3

Оценка изменчивости и точности подсчета средних минимальных и максимальных значений и суточной амплитуды относительной влажности воздуха за ясные сутки

Июль

Станция	Число случаев	Относительная влажность воздуха											
		максимальная				минимальная				амплитуда			
		$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\sigma_{\text{эмп}}$	$C_v$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\sigma_{\text{эмп}}$	$C_v$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\sigma_{\text{эмп}}$	$C_v$
Осиновец	26	90	1	6	1	57	1	15	2	33	1	14	3
Шугозеро	44	96	1	4	1	41	2	14	5	55	2	12	3
Ладожское озеро	27	90	2	8	2	52	3	14	6	37	2	13	5
Старое Гарколово	50	94	1	5	1	48	2	12	4	46	2	13	5
Озерки	49	93	1	5	1	48	2	12	4	45	2	11	4
Новая Ладога	39	90	1	7	1	51	2	11	4	39	2	11	4
Винница	46	96	1	4	1	42	2	11	4	54	2	11	3
Приморск	28	93	1	6	1	41	2	11	4	52	2	11	4
Опочка	32	94	1	6	1	39	2	10	4	55	2	10	3
Пом	31	85	1	6	1	52	2	10	3	33	2	12	6
Рожновский, мыс	37	87	1	7	1	52	2	10	2	35	1	9	3
Брейтово	34	94	1	4	1	52	2	10	3	42	2	10	4
Выборг	37	83	1	9	1	39	2	10	5	43	1	8	2
Мощный	23	85	1	7	1	51	2	10	4	34	2	11	6
Хвойная	38	89	2	10	2	33	2	9	6	58	3	10	5
Гдов	22	94	1	5	1	42	2	8	5	52	2	8	4
Тихвин	33	96	1	3	1	28	1	8	4	67	2	10	3
Починки	29	95	1	4	1	36	2	8	2	59	1	7	1
Сухо, маяк	64	89	1	5	1	63	1	8	2	26	1	7	3
Михайлов	58	92	1	4	1	37	1	8	3	55	1	9	2
Будогощь	46	93	1	3	1	37	1	7	3	55	1	10	2
Белогорка	50	93	1	4	1	39	1	6	2	56	1	6	2
Вильи Горы	27	96	1	4	1	44	1	6	2	51	1	7	2
Псков	24	91	1	4	1	41	1	6	2	49	1	6	2
Холм	76	96	1	2	1	44	1	6	2	52	1	7	2
Старая Русса	33	95	1	3	1	44	1	5	2	51	1	4	1

Наибольший вклад в изменение от суток к суткам суточной амплитуды дают минимальные дневные значения. Изменчивость минимальной влажности больше, чем максимальной, так как днем наблюдается большое разнообразие режимов влажности и температуры воздуха, а также большая изменчивость скорости и направления ветра. Ночью воздух приближается к насыщению почти на всех рассматриваемых станциях, поэтому верхний предел влажности изменяется мало.

Характерно также, что именно на прибрежных и островных станциях вследствие адвекции сухого воздуха в отдельные дни создаются условия, способствующие большим колебаниям дневных значений влажности, а следовательно, и большей изменчивости суточной амплитуды в разные сутки.

Все сказанное выше подтверждается значениями  $\sigma_{\text{эмп}}$ , которые для максимальных величин колеблются от 2 до 9%, для минимальных и суточной амплитуды — в 1,5—2 раза больше и составляют 5—15%.

Наибольшую изменчивость режима влажности воздуха имеют станции, расположенные в непосредственной близости от уреза воды, причем в тех случаях, если окружающая местность выровненная, местами заболоченная. К таким станциям относятся Осиновец, Старое Гарково, Шугозеро, Ладожское озеро. Для этих станций  $\sigma_{\text{эмп}}$  наибольшее и для максимальной влажности равно 6—8%, для минимальной — 14—15%.

Совсем по-другому ведут себя станции, удаленные от водоемов, такие, как Белогорка, Холм, Старая Русса и др. Изменчивость влажности на этих станциях как днем, так и ночью находится в пределах точности измерения данного элемента и не превышает 5%.

В связи с тем, что исследовались ежедневные значения, необходимо было оценить точность рассматриваемых величин.

Как видно из табл. 3, величина абсолютной ошибки определения средних максимальных и минимальных величин влажности и суточной амплитуды  $\sigma_{\bar{x}}$  составляет 1—3%.

Оценка ошибки средней величины влажности производится по формуле

$$\sigma_{\bar{x}} = \pm \frac{\sigma_{\text{эмп}}}{\sqrt{n-1}}. \quad (2)$$

Обозначения те же, что и в формуле (1).

Небольшие значения  $\sigma_{\bar{x}}$  для рассматриваемых станций подтверждают то, что при осреднении было выбрано достаточное количество случаев и они в разные годы довольно полно характеризовали различные режимы влажности.

Относительная ошибка определения средних находится по формуле

$$C_v = \frac{\sigma_{\bar{x}}}{\bar{x}} \cdot 100\%. \quad (3)$$

Значения  $C_v$  также даны в табл. 3. Они изменяются от 1 до 5% для исследуемых станций, что также свидетельствует о надежности используемых материалов.

Как уже было указано, разность относительной влажности между 7 и 13 час. не может приближенно характеризовать суточную амплитуду влажности. В табл. 2 для нескольких станций приведены значения средних величин за 1, 3, 7 и 13 час., полученные по ежечасным данным. При сравнении данных относительной влажности за 13 час. и минимальной видно, что они близки. В то же время данные за 7 час. на

15—20% меньше максимальных величин. В июле для этих широт восход солнца отмечается после 3 час. утра, поэтому значения за 7 час. будут значительно отличаться от максимума.

Таким образом, разность относительной влажности между сроками в 7 и 13 час. не может характеризовать суточную амплитуду относительной влажности. Для рассматриваемых районов в связи с введением 8 сроков наблюдений суточная амплитуда влажности за июль будет близка разности между сроками в 3 и 13 час.

Таким образом, исследования показали, что данные гигрографов могут быть использованы для выявления некоторых особенностей суточного хода относительной влажности воздуха.

Ввиду «консервативности» относительной влажности удалось проследить только четкое влияние болот и водных бассейнов на изменение величин дневных значений влажности, что приводит к различиям в суточных амплитудах влажности на станциях, находящихся под влиянием водоема и вне его влияния, на величину от 10 до 25% в зависимости от погодных условий.

Для выявления влияния форм рельефа и экспозиции склонов на этот элемент данных слишком мало.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берлин И. А. К вопросу об исследовании суточного хода относительной влажности воздуха. Труды ГГО, вып. 86, Л., 1958.
2. Глебова М. Я. Результаты экспедиционных наблюдений над температурой и влажностью воздуха на осушенном болоте. Труды ГГО, вып. 49 (111), 1955.
3. Глебова М. Я. Некоторые особенности распределения влажности воздуха в холмистом рельефе. Труды ГГО, вып. 147, Л., 1963.
4. Иванов К. Е. Гидрология болот. Гидрометеиздат, Л., 1953.
5. Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 30 (32), Л., 1951.

### ОЦЕНКА ТЕПЛОВЫХ РЕСУРСОВ ТЕРРИТОРИЙ АДМИНИСТРАТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ С УЧЕТОМ ЭКСПОЗИЦИИ СКЛОНОВ

Разработка методики перехода от метеорологических наблюдений в точке к площадным характеристикам климата имеет чрезвычайно важное значение для удовлетворения современных запросов народного хозяйства. В применении к климатическим элементам, имеющим однородное поле, эта задача решается на основе использования современных достижений в области статистики. Что же касается климатических элементов, характеризующихся большой пространственной изменчивостью на малых расстояниях, решение задачи возможно при использовании географического метода, основанного на выявлении количественных закономерностей микроклиматической изменчивости того или иного климатического показателя и на детальном учете свойств подстилающей поверхности (морфометрические характеристики рельефа, типы почв, виды растительных сообществ и т. д.).

Основы этого метода были заложены в 30-е годы Г. Т. Селяниновым, С. Д. Сапожниковой, И. А. Гольцберг [7, 5, 14] при составлении крупномасштабных микроклиматических карт для отдельных небольших площадей в рабочем масштабе 1 : 10 000 — 1 : 25 000. В настоящее время применение количественных методов исследования в области микроклиматологии и геоморфологии делают принципиально возможным освещение микроклимата на картах разного масштаба. Например, зная изменчивость климатического элемента под влиянием рельефа, можно применить методику картирования морфометрических характеристик для детальной микроклиматической оценки небольших территорий с выделением соответствующих площадей по глубине расчленения рельефа, крутизне и экспозиции склона и т. д. Е. Н. Романова (13), используя опыт геоморфологов, применила морфометрические показатели рельефа для характеристики микроклимата на крупно- и средне-масштабных картах для небольших территорий (карты изменения скорости ветра, прямой радиации, условий увлажнения почв по сравнению с открытым ровным местом).

Я. Нашинский [17] предлагает картировать энергетические ресурсы на ограниченной территории на основе количественного учета микроклиматической изменчивости составляющих радиационного и теплового балансов с выделением соответствующих площадей по типам ландшафтов. В сущности такой подход возможен и при освещении микроклима-

тических ресурсов на мелкомасштабных картах, если имеется морфометрическая характеристика рельефа для рассматриваемой территории. Впервые метод построения фоновых карт на уровне земной поверхности был предложен И. А. Гольцберг [8] для географической характеристики заморозков с учетом микроклимата.

На климатических картах в рабочем масштабе 1:1 000 000 — 1:5 000 000 и мельче невозможно изобразить влияние вершины, долины, котловины и других местоположений на изменение элементов климата. Единственным способом учета микроклиматической изменчивости климатического элемента является приложение к основной карте специальных таблиц поправок, указывающих отклонение этого элемента для отдельных местоположений от средних величин, изображенных на основной карте.

Автор [12], приняв за основу метод построения фоновых карт, применил принцип крупномасштабного картирования для характеристики микроклиматической изменчивости среднего из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха на территории СССР в зависимости от глубины расчленения рельефа и континентальности климата. К основной карте с системой изолиний, характеризующих распределение климатического элемента в макромасштабе, дано схематическое районирование микроклиматической изменчивости его с учетом площадного распределения морфометрических показателей рельефа.

Степень детализации при мелкомасштабном картировании значительно отличается от того, что можно изобразить на крупномасштабных микроклиматических картах, и ограничивается масштабом рабочей карты. Научная и практическая ценность упомянутых карт заключается в том, что они позволяют выявить количественные закономерности формирования микроклимата на больших территориях в географическом разрезе и могут быть полезными при освещении микроклиматических ресурсов на ограниченных площадях.

В последние годы уделяется большое внимание разработке методики картирования климатических элементов, их комплексов, а также различных геоморфологических показателей в пределах административной области или района [6, 9, 15]. Карты такого типа обычно составляются для решения различных прикладных задач. На ограниченной территории, как правило, макроклиматические условия различаются мало и поэтому классический метод составления климатических карт с системой изолиний не позволяет оценить реальные ресурсы климата, сильно изменяющиеся под влиянием различий рельефа, почв и т. д. В этом случае эффективен метод картирования климатических элементов, основанный на количественном учете микроклиматической изменчивости их с выделением соответствующих площадей, различающихся по свойствам подстилающей поверхности.

Но существующие климатические и агроклиматические показатели разработаны для характеристики больших территорий и в пределах области, как правило, не улавливают изменения климата, возникающие под влиянием различий рельефа, почв, растительных сообществ и т. д. Поэтому успех в разработке методики среднемасштабного картирования неразрывно связан с поиском новых климатических показателей, с помощью которых можно с достаточной для практических целей полнотой оценить ресурсы климата в пределах административной области или района. Последнее убедительно подтверждается исследованиями И. А. Гольцберг [6], которая применила принцип крупномасштабного микроклиматического картирования для агроклиматического районирования территорий ряда административных областей с выровненным

рельефом на основе количественного учета климата почв с выделением соответствующих площадей по преобладающему механическому составу почв. Такой прием с использованием данных о температуре почвы на глубине 10 см позволяет значительно детализировать агроклиматическое районирование любой административной области по условиям теплообеспеченности на выровненных территориях с большой пестротой почв.

В данной работе сделана попытка применить принцип крупномасштабного микроклиматического картирования для оценки тепловых ресурсов в пределах административной области на основе количественного учета площадей с различной крутизной склонов и данных по дневной температуре естественной подстилающей поверхности. Известно, что различия в радиационном и термическом режимах на склонах разной экспозиции и крутизны приводят к существенным изменениям в развитии растительности на склонах [3, 10, 11, 16]. Северные склоны позднее освобождаются от снега, а наступление фаз развития культурной и дикой растительности на них запаздывает на 1—3 недели по сравнению с южными склонами. Существенные различия наблюдаются также в химическом составе и урожайности сельскохозяйственных культур на склонах. Обосновать возникновение этих различий с помощью наиболее распространенных термических показателей — средней суточной температуры воздуха на уровне будки и ее сумм не представляется возможным, так как они характеризуются слабой микроклиматической изменчивостью на малых расстояниях.

Поэтому использование этих показателей для сколько-нибудь детальной оценки тепловых ресурсов в пределах административной области малоэффективно. Добавление дневной температуры воздуха и ее сумм в характеристики районов почти не улучшает положение, поскольку днем максимальные микроклиматические различия за счет радиационного нагрева проявляются на уровне деятельной поверхности, а на высоте 1,5—2 м от поверхности почвы различия сильно сглаживаются в результате турбулентного перемешивания.

Дневная температура деятельной поверхности характеризуется исключительной чувствительностью к микроклиматическим изменениям на малых расстояниях и поэтому является перспективным климатическим показателем для оценки тепловых ресурсов на ограниченной территории. Материалы по дневной температуре деятельной поверхности ( $\theta_w$ ) позволяют дать биоклиматическое обоснование различного поведения дикой и культурной растительности на склонах разной экспозиции и крутизны. Вместе с тем до последнего времени учесть термический режим деятельной поверхности было крайне трудно из-за отсутствия массовых материалов наблюдений. Существующие приборы не получили широкого применения, ведутся лишь испытания и поиски моделей. Поэтому для выявления географических особенностей радиационного нагрева естественной подстилающей поверхности на ровном месте и на склонах разной экспозиции применен расчетный метод, предложенный М. И. Будыко [3] и основанный на использовании уравнения теплового баланса

$$(\theta_w - \theta) = \frac{R - LE - B}{\rho C_p D + 4\sigma\theta^3}, \quad (1)$$

где  $(\theta_w - \theta)$  — разность между температурой естественной подстилающей поверхностью и температурой воздуха на уровне будки;  $R$  — радиационный баланс;  $LE$  — затрата тепла на испарение;  $B$  — теплообмен в почве;  $\rho$  — плотность воздуха;  $D$  — коэффициент внешней диффузии, принятый равным 1 см<sup>2</sup>/сек.;  $C_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном

давлению;  $s$  — коэффициент, характеризующий свойства излучающей поверхности, принятый равным 0,95;  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана. Расчет параметров, входящих в формулу, выполнен для срока 13 час. Методика расчета средней дневной температуры деятельной поверхности с учетом экспозиции склонов подробно изложена в ранее опубликованных работах [10, 11].

В настоящее время в результате выполненных исследований имеются расчетные данные по  $\theta_w$  для ряда пунктов, равномерно освещающих территорию СССР. Анализ этих данных позволил выявить основные закономерности радиационного нагрева естественной подстилающей поверхности днем в зависимости от ее свойств и структуры теплового баланса. Составлены схематические карты дневной разности между температурой деятельной поверхности и воздуха ( $\theta_w - \theta$ ) для территории СССР за май — август, которые могут быть полезными для определения фоновой величины  $\theta_w$  в любом пункте для условий открытого ровного места. Расчеты, основанные на данных об изменении радиационного баланса на склонах разной экспозиции, позволили выполнить схематическое районирование пространственной изменчивости  $\theta_w$  под влиянием склонов различной экспозиции и крутизны. Результаты этой работы обобщены в виде таблицы, которая является приложением к фоновым картам и может быть полезна при определении  $\theta_w$  в конкретном пункте с учетом экспозиции и крутизны склонов. Опубликованные материалы по  $\theta_w$  позволяют подойти к исследованию их для уточнения агроклиматического районирования по теплообеспеченности на территории административной области с учетом крутизны склонов.

Анализ материалов показал, что микроклиматическая изменчивость дневной температуры деятельной поверхности, возникающая за счет экспозиции и крутизны склонов, характеризуется большой устойчивостью в пространстве и в пределах отдельной области практически определяется пятнистостью площадей с разной крутизной склонов. Это позволяет интерполировать данные расчетов по изменению  $\theta_w$ , выполненных для одного пункта, на всю территорию области. Такой прием, т. е. переход от наблюдений и расчетов в точке к площадным характеристикам теплообеспеченности с учетом  $\theta_w$ , вполне правомерен, если имеется детальная морфометрическая карта рассматриваемой территории.

Ниже в виде примера приводится характеристика теплообеспеченности районов Вологодской и юга Иркутской областей с учетом крутизны склонов. В основу районирования положена количественная оценка изменения  $\theta_w$ , ее сумм, продолжительности теплового периода с температурой выше  $10^\circ \theta_w$  на склонах разной экспозиции и детальный учет площадей с различной крутизной склонов. Расчеты выполнены по данным теплосбалансовых станций Вологда и Иркутск. Для перехода от расчетов в точке к площадным характеристикам теплообеспеченности использованы морфометрические карты Вологодской и Иркутской областей, на которых выделены площади с разной крутизной склонов [2, 15]. В пределах обеих областей выявлена значительная пятнистость в тепловых ресурсах, обусловленная изменением климата под влиянием различий в экспозиции и крутизне склонов.

На территории Вологодской области с выровненным слабовыраженным рельефом, характеризующимся относительными разностями высот местности, редко превышающими 50 м, выделено три района с различной крутизной склонов. Границы между ними представляют довольно сложную картину (рис. 1, табл. 1). Первый район характеризуется выровненными площадями с крутизной склонов  $0-2^\circ$ . В этих условиях различия в температуре северных и южных склонов невелики и весной и осенью

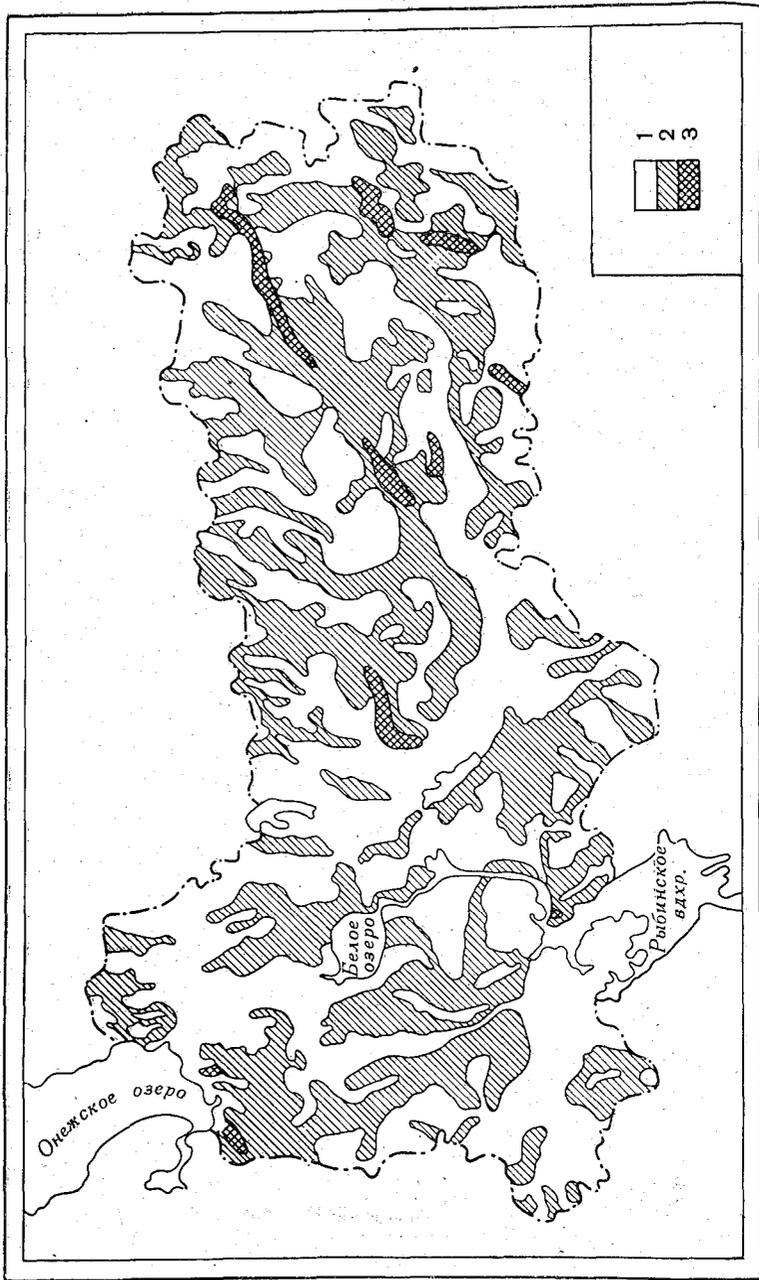


Рис. 1. Районирование Вологодской области по теплообеспеченности с учетом крутизны склонов.  
 1 — выровненные площади с крутизной склонов 0—2°, 2 — слабосходимленный рельеф с крутизной склонов 2—8°, 3 — всхолмленный рельеф с крутизной склонов более 8°.

Характеристика районов Вологодской и Иркутской областей по теплообеспеченности с учетом крутизны склонов

Номер района	Крутизна склонов, град.	Разность $\theta_{\text{ш}}$ между северным и южным склонами, град.			Разность $\theta_{\text{ш}} > 10^\circ$ между северным и южным склонами, град.	Изменение $\sum \theta_{\text{ш}} \%$ по сравнению с ровным местом		Изменение продолжительности теплого периода по сравнению с ровным местом, дни	
		весна	лето	осень		северный склон	южный склон	северный склон	южный склон
<b>Вологодская область</b>									
1	0-2	<0,5	<0,5	<0,5	<50	99-100	100-101	0-2	0-1
2	2-8	2-3	1-2	2-3	100-200	96	103	2-5	-1; 3
3	>8	3-4	1-3	3-5	200-350	93	105	5-7	-3; -5
<b>Иркутская область</b>									
1	0-2	0,5-1	>0,5	0,5-1	>50	98-100	100-102	0-3	0; -2
2	2-8	2-3	1-3	3-5	250-350	94	105	3-7	-2; -5
3	8-20	3-7	3-5	5-9	350-550	91	107	7-12	-5; -8
4	>20	7-9	5-7	9-11	550-750	88	110	12-18	-8; -12

не превышают 0,5—1°. В этом районе, занимающем примерно 50% территории области, можно пренебречь влиянием экспозиции склонов на теплообеспеченность отдельных участков, поскольку по своим морфометрическим характеристикам рельефа они приближаются к условиям открытого ровного места.

Второй район охватывает 40—45% площади области с крутизной склонов порядка 2—8°. В этих условиях южные склоны весной и осенью могут быть днем на 2—3° теплее северных. За теплый период с температурой выше 10° южные склоны на уровне деятельной поверхности получают тепла на 100—200° больше, чем северные. В этом районе за счет различий в теплообеспеченности северных и южных склонов возможно изменение вегетационного периода различных растений на 3—8 дней.

Третий район характеризуется небольшими площадями, составляющими не более 5—10% от территории области, с крутизной склонов более 8°. В этих условиях изменение  $\theta_w$  днем за счет экспозиции склонов составляет весной и осенью 3—5°, а различия в ресурсах тепла между южными и северными склонами достигают 200—300°. На южных склонах возможно сокращение вегетационного периода растений на 8—12 дней.

Еще сильнее проявляется пестрота в тепловых ресурсах, возникающая за счет экспозиции и крутизны склонов, в континентальном климате юга Иркутской области с холмистым и среднегорным рельефом, характеризующимся относительными разностями высот местности порядка 50—150 и 150—300 м (рис. 2). В этих условиях выровненные площади с крутизной склонов 0—2°, где различия в теплообеспеченности отдельных участков за счет экспозиции склона малы, составляют не более 15—20% от всей рассматриваемой территории (1-й район). На большей же части области термические различия, возникающие под влиянием склонов разной экспозиции и крутизны, значительны, и их необходимо учитывать при агроклиматическом районировании.

Второй район охватывает примерно 40% всей рассматриваемой площади и характеризуется крутизной склонов, равной 2—8°. Весной и осенью южные склоны на уровне деятельной поверхности днем могут быть на 2—3° и 3—5° теплее северных. Соответственно различия в ресурсах тепла за теплый период между южными и северными склонами составляет 200—300°, т. е. в 1,5—2 раза больше, чем при той же крутизне склонов в Вологодской области. В этом районе возможно сокращение вегетационного периода дикой и культурной растительности на южных склонах на 5—12 дней по сравнению с северными.

Третий район занимает относительно небольшие площади (10—20% всей территории) с хорошо выраженным холмистым и низкогорным рельефом, где крутизна склонов составляет 8—20°, а термические различия между южными и северными склонами весной и осенью достигают 3—7° и 5—9°. В этих условиях южные склоны могут быть на 300—500° теплее северных. Это обуславливает соответствующие различия в темпах развития растений. На южных склонах возможно сокращение вегетационного периода различных растений на 12—20 дней.

Четвертый район характеризует около 20% площади области со среднегорным рельефом, где крутизна склонов превышает 20°, а разности температур на уровне деятельной поверхности днем весной и осенью между южными и северными склонами могут достигать 7—9° и 9—11°. В этих условиях особенно велики контрасты в тепловых ресурсах за счет экспозиции склонов. Южные склоны могут быть на 500—700° теплее северных. Это соответственно обуславливает значительные различия

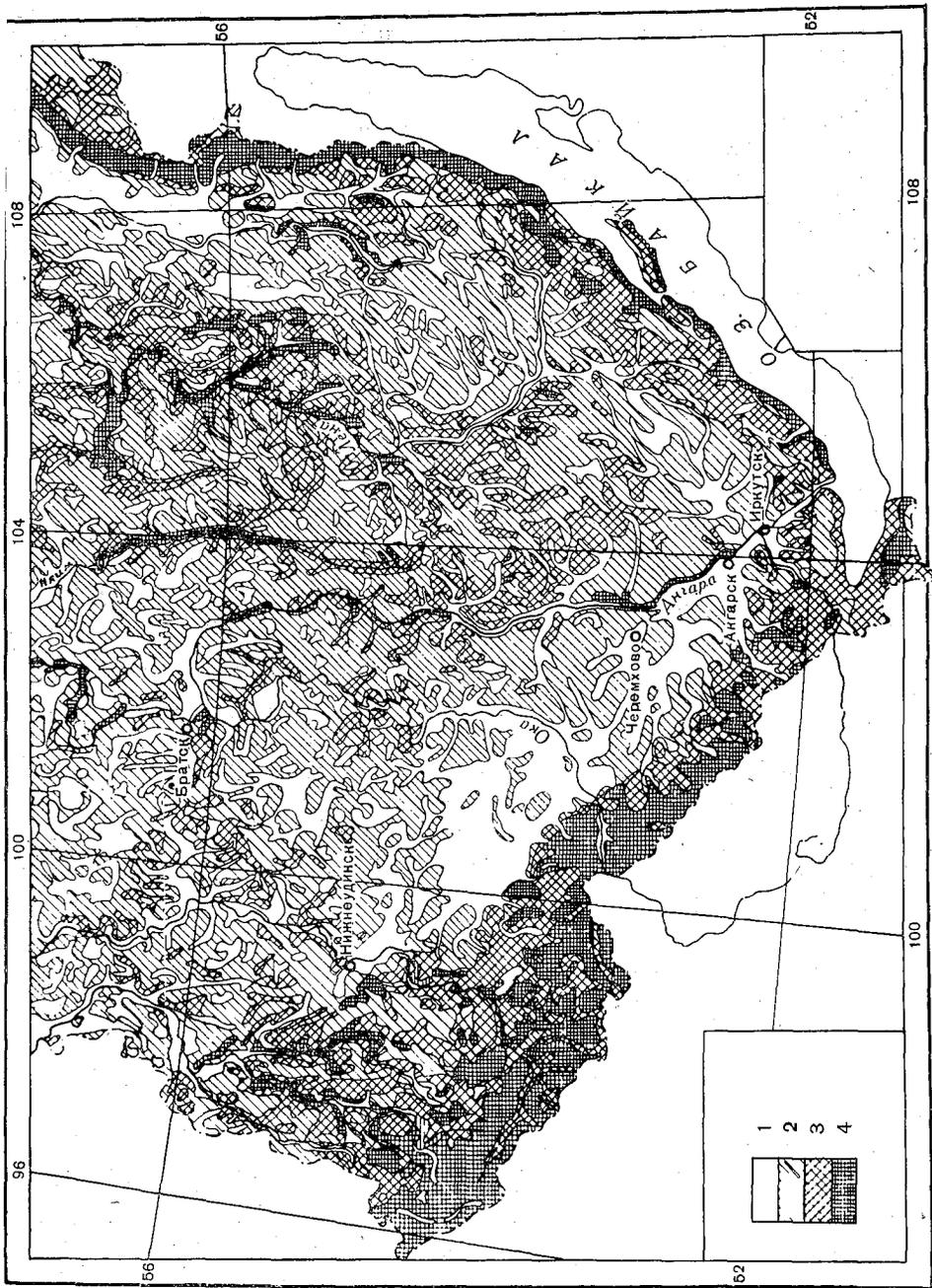


Рис. 2. Районирование юга Иркутской области по теплообеспеченности с учетом крутизны склонов.

1 — выровненные площади с крутизной склонов 0—2°; 2 — всхолмленный рельеф с крутизной склонов 2—8°; 3 — холмистый и низкотеррасный рельеф с крутизной склонов 8—20°; 4 — среднегорный рельеф с крутизной склонов более 20°.

в поведении дикой и культурной растительности на склонах разной экспозиции (табл. 1).

В пределах обеих областей, где основным лимитирующим фактором для роста и развития растений является недостаток тепла, южные склоны крутизной до  $10^\circ$  предпочтительнее использовать для возделывания теплолюбивых культур, которые в этих условиях дают более высокие урожаи, за исключением отдельных очень жарких и засушливых лет. Северные склоны в большинстве случаев рациональнее использовать для возделывания нетребовательных к теплу сельскохозяйственных растений. В Иркутской области на склонах крутизной более  $20^\circ$  возможны значительные различия за счет экспозиции склонов не только в теплообеспеченности, но и в условиях увлажнения и плодородия почв. Это приводит к тому, что северные склоны оказываются более благоприятными для произрастания древесных растений и покрыты лесом, а иссушенные южные склоны с малоплодородными почвами лишены растительности.

Приведенные примеры среднемасштабного картирования дневной температуры деятельной поверхности являются первой попыткой использования этого показателя для детализации климатического и агроклиматического районирования по теплообеспеченности с учетом экспозиции и крутизны склонов на ограниченной территории. Из рассмотренных данных видно, что даже в пределах Вологодской области со слабовсхолмленным рельефом более 50% площади заметно отличается по тепловым ресурсам от условий открытого ровного места. Еще более эффективен предложенный метод районирования в Иркутской области с холмистым и горным рельефом, где более 80% площади значительно отличается по теплообеспеченности от условий открытого ровного места. Если обратиться к агроклиматическим картам в агроклиматических справочниках, то можно увидеть, что на территории Вологодской области по сумме средних суточных температур воздуха выше  $10^\circ$  выделено три, а в пределах Иркутской области — четыре района. Районы выделены по показателям, мало различающимся между собой, так как в пределах административной области макроклиматические изменения климата выражены слабо. Использование нового термического показателя открывает дополнительные возможности для значительного уточнения ресурсов тепла в пределах каждого района с учетом экспозиции и крутизны склонов.

Результаты работы могут быть полезными для косвенной оценки достоверности метеорологической информации, основанной на использовании сумм активных температур воздуха, для характеристики теплообеспеченности на ограниченной территории. Как следует из рис. 1 и 2 в Вологодской области с помощью этого традиционного показателя можно более или менее достоверно оценить тепловые ресурсы на 50% площади, а в Иркутской области — только на 15—20% территории.

Материалы по дневной температуре деятельной поверхности принципиально позволяют выполнить детальное агроклиматическое районирование по теплообеспеченности с учетом экспозиции и крутизны склонов в пределах любой области, района или отдельного хозяйства, если имеется морфометрическая характеристика территории. В дальнейшем необходимо расширить исследования по разработке новых комплексных показателей теплообеспеченности, основанных на использовании дневных и ночных характеристик термического режима деятельной поверхности и прилежащих слоев воздуха для климатического и агроклиматического районирования территорий разного масштаба.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Вологодской области. Главное Управление геод. и картогр., М., 1965.
2. Атлас Иркутской области. Москва—Иркутск, 1962.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоздат, Л., 1956.
4. Будыко М. И. Температура деятельной поверхности и ее биоклиматическое значение. Сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха». Гидрометеоздат, Л., 1958.
5. Гольцберг И. А. Современное состояние и задачи в области климатического картографирования СССР. Сб. «Тематическое картографирование в СССР». «Наука», Л., 1967.
6. Гольцберг И. А. Агроклиматическое районирование территории административных областей. Обнинск, 1967.
7. Гольцберг И. А. Картирование климатических элементов с учетом требований сельскохозяйственного производства. Сб. «Вопросы агроклиматического районирования в СССР». Под ред. Ф. Ф. Давитая и А. И. Шульгина. Сельхозгиз, М., 1958.
8. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Труды ГГО, вып. 194.
9. Крючков В. Г. Вопросы изучения и среднemasштабного картирования использования земель. Вест. МГУ, сер. геогр., № 3, 1965.
10. Мищенко З. А. Тепловой баланс и температура растений. Труды ГГО, вып. 190, 1966.
11. Мищенко З. А. Термический режим деятельной поверхности. Кн. «Микроклимат СССР» под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеоздат, Л., 1967.
12. Мищенко З. А. Микроклиматическая оценка термического режима зимой в условиях холмистого и горного рельефов. Метеорология и гидрология, № 3, 1968.
13. Романова Е. Н. Использование морфометрических показателей рельефа для характеристики микроклимата. Кн. «Микроклимат СССР» под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеоздат, Л., 1967.
14. Сборник материалов по агроклиматическому районированию субтропиков СССР. Изд. ЦУЕГМС, Л., 1936.
15. Стеблин-Каменская О. С. Морфометрическая карта Вологодской области. Вестн. ЛГУ, вып. 4, № 24, 1962.
16. Шнелле Ф. Фенология растений. Гидрометеоздат, Л., 1961.
17. Paszyński I. Mikroklimatische untersuchungen über den wärmehaushalt der Erdoberfläche. Angen Meteorol., 1965, 5, N 1—2.

УДК 551.584

**Агроклиматическое районирование территории административных областей.**  
Гольцберг И. А. Труды ГГО, 1969, вып. 248, стр. 4—11.

В статье дана методика агроклиматического районирования территории административных областей с учетом термического режима почв разного механического состава. Для примера такого районирования взяты Вологодская и Брянская области, отличающиеся большой пестротой температуры почвы, при малых различиях температуры воздуха и условий атмосферного увлажнения. Для этих областей учет термического режима почвы позволяет значительно детализировать агроклиматическое районирование, количественно оценить различия отдельных районов. В статье указано, что предложенная методика может быть применена в условиях малых макроклиматических различий по области и больших различий в механическом составе почвы. В Вологодской области сумма температур воздуха выше 10° равна 1600—1700°, сумма температур оголенной почвы на глубине 10 см изменяется от 1500 до 2000°, для Брянской области соответственно 2200—2400° и 2350—2700°.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 8.

УДК 551.582(471.1)(471.2) : 551.525

**Условия теплообеспеченности почв на Севере Европейской территории СССР.**  
Горышина Н. Г. Труды ГГО, 1969, вып. 248, стр. 12—19.

Территории со слабовыраженным рельефом и неоднородными по механическому составу почвами оказываются в неравноценных условиях по теплообеспеченности почв. Эта разница наиболее существенна в первую половину вегетации сельскохозяйственных культур.

Влияние неоднородности механического состава почв на их теплообеспеченность в пределах Севера ЕТС проявляется на всех показателях термического режима. Для легких почв сумма температур выше 10° может быть на 300—600° больше, а продолжительность периода с температурой выше 10° на 2—4 недели больше, чем для тяжелых почв.

По методике картирования, разработанной сектором микроклимата ГГО, была сделана оценка термических ресурсов и построена карта районирования Севера ЕТС по условиям теплообеспеченности почв. Полученные данные свидетельствуют о необходимости учета показателей теплового режима почвы как при агроклиматическом районировании, так и при разработке дифференцированных приемов агротехники.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 10.

УДК 551.525(474.2)

**Теплопроводность почв разного механического состава по данным экспериментальных определений в Эстонской ССР.** Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Труды ГГО, 1969, вып. 248, стр. 20—28.

На основании экспериментальных определений коэффициента теплопроводности при помощи шарового зонда на полях с различным механическим составом почвы и с различным характером мелиорации получены данные о характере пространственной и временной изменчивости теплопроводности почвы в период так называемой почвенной засухи и в периоды слабого и избыточного увлажнения. Показано, что теплопроводность почв меняется более чем в 10 раз в одно и то же время в зависимости от их механического состава и более чем в 3 раза на почвах одного и того же состава, но при различном увлажнении.

Отмечается значительная изменчивость теплопроводности не только от точки к точке, но и по глубине, что подтверждает вывод о большей изменчивости потоков тепла и теплоаккумуляции в почве, чем раньше предполагалось. Именно изменчивость по глубине обуславливает большие различия в температуре почвы, интенсивности физико-химических процессов в ней, а следовательно, и большие различия в интенсивности роста культурных растений и скорости прохождения ими стадий развития.

Показано, что одним из эффектов мелиорации является увеличение коэффициента теплопроводности и теплоаккумуляции, благотворно сказыва-