

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06  
Т78

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 306

# МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

270436

Под редакцией  
д-ра геогр. наук И. А. ГОЛЬЦБЕРГ  
канд. геогр. наук Е. Н. РОМАНОВОЙ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1973

**БИБЛИОТЕКА**  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института

Сборник содержит статьи по вопросам мелiorации микроклимата северных городов, по фито-климату сельскохозяйственных культур, климату почвы и его изменению под влиянием осушения, по влиянию радиационного режима на размещение плодородства на Дальнем Востоке, по количеству дней с росой на территории СССР.

Сборник рассчитан на метеорологов, климатологов, агро- и микроклиматологов, градостроителей.

## ПРОБЛЕМЫ БИОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ СУРОВОСТИ ПОГОДЫ И МЕЛИОРАЦИЯ МИКРОКЛИМАТА ЗАСТРОЙКИ

В современной литературе по биоклиматологии существует ряд формул, которые в той или иной мере характеризуют так называемую «суровость погоды». Первая такая формула принадлежит Г. Бодману [8] и носит название индекса суровости погоды. Позднее аналогичные соотношения получены Сайплом и Пасселом [6, 10, 25], Винье [10, 26] и др. [14, 15, 17—26], однако эти новые зависимости принципиально не отличаются от выражения Бодмана. У всех перечисленных авторов условия охлаждения тела человека под влиянием среды были исследованы на упрощенной модели человека в виде сосудов с водой различных геометрических форм. Скорость охлаждения последних аппроксимировалась как функция внешних факторов — температуры воздуха и скорости ветра. В частности, формула Бодмана имеет следующий вид:

$$S = (1 - 0,04t)(1 + 0,272v), \quad (1)$$

где  $S$  — индекс суровости;  $t$  — температура воздуха, °С;  $v$  — скорость ветра, м/с.

Понимая необходимость учета влажности и других метеорологических факторов, меняющихся в пространстве и во времени, И. М. Осокин [9] сделал попытку улучшить формулу Бодмана путем введения неких коэффициентов и получил выражение

$$S = (1 - 0,04t)(1 + 0,2v)(1 + 0,006H) kA, \quad (2)$$

где  $H$  — высота над уровнем моря, м;  $k, A$  — коэффициенты, меняющиеся в зависимости от относительной влажности и суточной амплитуды температуры воздуха.

Эти коэффициенты введены из априорных соображений, связанных с тем, что суровость погоды должна возрастать с увеличением высоты, амплитуды колебаний температуры и относительной влажности. Однако законы изменения этих коэффициентов введены автором без какой-либо физической или экспериментальной проверки. На основании расчетов по формуле [2] И. М. Осокин выделил на территории СССР 7 районов, начиная от несурового (индекс  $< 1$ ) и кончая крайне жестко-суровым ( $> 7$ ). Такое априорное задание линейных законов изменения поправочных коэффициентов нельзя считать обоснованным, как и последующее выделение районов с различными индексами суровости.

Общим недостатком всех существующих методов определения степени суровости является замена человека определенной моделью без учета его физиологических особенностей. У Бодмана моделью являлся бочонок с водой, у Сайпла и Пассела — пластиковый цилиндр с водой, температура которой в начале опыта была доведена до 33°С. Как показала проверка, выполненная одним из авторов в условиях Антарктиды, скорость охлаждения сосуда с водой зависит не только от скорости ветра и температуры, но в значительной мере от линейных размеров, формы, материала сосуда, не говоря уже о том, что такая модель ничего общего не имеет с телом человека, особенно с незащищенными участками тела или конечностями. Кроме того, скорость охлаждения будет сильно зависеть от цвета сосуда, условий радиационного режима, влажности. Все это и явилось, очевидно, причиной больших расхождений формул Бодмана, Сайпла и Пассела, Винье и др. Авторы акцентируют внимание на этих формулах в связи с тем, что их использованию для целей районирования посвящена обширная литература как в СССР, так и за рубежом.

При планировании работ на открытом воздухе в условиях низкой температуры применяются так называемые нормы потери рабочего времени [10, 12]. Эти нормы установлены на основании практического опыта, затем уточнялись гигиенистами, но до сих пор сильно различаются в зависимости от края, области, ведомства, организации. Указанные в них температуры воздуха, при которых необходимы перерывы на обогрев или работы должны быть прекращены, могут отличаться на 10—15°С, а скорости ветра — на 5—10 м/с, что говорит о недостаточной физической обоснованности существующих норм. Этот вопрос более подробно рассматривается одним из авторов в ранее опубликованной работе [11, 12].

В свое время авторы для оценки дискомфорта погоды ввели понятие о приведенной температуре [1—4]. На рис. 1 индексы суровости погоды Бодмана сравниваются с приведенными температурами для случаев, когда радиационными условиями можно пренебречь (полярная ночь, облачный день). На рис. 1 линия, характеризующая условия, близкие к обморожению, пересекает индексы суровости от 3 до 7, которые характеризуют всю территорию СССР. Однако в действительности этого не наблюдается, так как у человека при понижении температуры или усилении скорости ветра происходит усиление метаболизма и повышение теплопродукции за счет усиления притока крови и других физиологических реакций. При достижении определенных порогов организм перестает справляться с нагрузками и тогда проявляются процессы расстройства кровообращения. Перечисленные выше показатели суровости не могут учесть особенности теплопотерь организма и поэтому неприменимы для оценки дискомфорта. Соотношения, полученные авторами на основании натуральных наблюдений, учитывают действие внешних метеорологических факторов на тепловой режим человека и его ответные реакции, в них учтен метаболизм

и теплопродукция человека. Приведенная температура рассчитывается по формуле

$$\theta_{\text{пр}} = \theta_{\text{в}} - 8,2\sqrt{v}, \quad (3)$$

где  $\theta_{\text{в}}$  — температура воздуха  $^{\circ}\text{C}$ ;  $v$  — скорость ветра, м/с. В этой формуле учитывается также влажность воздуха, поскольку она получена на основании экспериментов, проведенных в различных климатических условиях (Армения, Ленинград, Якутия, Забайкалье, Антарктида). Зимой в условиях СССР и его климатических

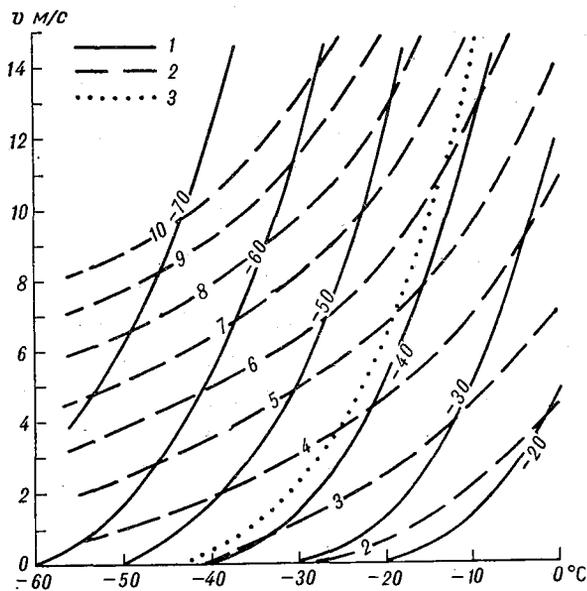


Рис. 1. Индексы суровости погоды Бодмана и приведенные температуры воздуха в зависимости от скорости ветра  $v$  м/с и температуры воздуха  $t$ .

1 — приведенные температуры, 2 — индекс суровости, 3 — порог обморожения,  $\theta_{\text{к}} = 0^{\circ}\text{C}$ .

аналогов относительная влажность в большинстве районов находится в пределах от 70 до 80%. При такой высокой относительной влажности температура воздуха и влажность насыщения связаны между собой известным соотношением Магнуса. По самой природе формул и соотношений, на основании которых построены номограммы для расчета приведенной температуры, учитывающей влияние внешних факторов на тепловой режим открытых частей тела человека, условия влажности воздуха входят в расчетные формулы в неявном виде через температуру воздуха. На основании этого можно в первом приближении считать, что влажность воздуха, типичная для зимних условий, учитывается заданием температуры воздуха в [3]. Тем не менее при температуре воздуха, близкой к  $0^{\circ}\text{C}$ , а также при влажности, близкой к насыщению, учет

влияния влажности на теплообмен необходим, так как при этих условиях турбулентный теплообмен будет иным, чем в условиях сухого воздуха или при низких температурах окружающей среды.

В работе К. Ш. Хайруллина [11, 12] предложена методика учета влияния солнечной радиации на тепловой режим открытых частей тела человека. Это влияние существенно лишь при малых скоростях ветра. Например, при  $B_0=0,3$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) и скорости ветра  $v=5$  м/с учет влияния радиации необходим. При таких значениях скорости ветра пороги дискомфорта [4, 12] смещаются по температуре на 5—15° С. Именно с этим эффектом связано некоторое уменьшение дискомфорта на полюсах холода, где ветер при абсолютно низких температурах воздуха не превышает 1—2 м/с, а в ясные дни при высотах солнца 10—15° С остаточная радиация, поглощенная лицом, составит 0,3 кал/см<sup>2</sup>·мин.

В холодное время года метод теплового баланса человека в той форме, в которой он используется в ряде метеорологических работ, как указывает М. И. Будыко [7], пригоден ограничено. Это связано с недооценкой скорости ветра, влияющей на изменение теплоизоляционных свойств одежды и на интенсивность инфльтрационного теплообмена. Кроме того, для уточнения метода теплового баланса необходим учет теплообмена открытых частей тела и конечностей.

Предложенный авторами метод расчета приведенных температур воздуха уже использовался ранее [4] для оценки степени дискомфорта различных типов застройки в зависимости от различных сочетаний скорости ветра и температуры воздуха. В настоящее время в связи с дальнейшим развитием работы появляется возможность учета и радиационного режима с оценкой мелиоративных возможностей застройки и ее планирования. Результаты такого подхода могут быть использованы при функциональном зонировании территории с учетом теплового режима человека.

Совместный учет ветрового и радиационного эффекта мелиорации микроклимата застройки необходим и для разработки специализированных типов застройки с учетом климатических условий. Другими словами, совместный учет ветрового и радиационного режима необходим для усиления благоприятных и ослабления неблагоприятных факторов среды, т. е. для направленного изменения микроклимата застройки.

Так, в районах со слабым ветром, меняя покрытие или окраску стен, можно значительно увеличить поступление радиации в черте застройки и изменить радиационно-термический режим [4, 5]. Как показано ранее [5], ряд мероприятий, выполнимых средствами, имеющимися у строителей и планировщиков застройки новых городов, может оказаться весьма эффективным с точки зрения теплового режима человека как в летнее, так и в зимнее время года.

В районах центральной и восточной Сибири, где низкие температуры воздуха сопровождаются малыми скоростями ветра при значительном поступлении радиации наибольшие возможности мелиорации микроклимата застройки естественно связывать с изме-

нением радиационного режима путем ряда направленных воздействий на режим инсоляции стен зданий и других мероприятий, влияющих на поступление солнечной радиации в черте застройки. В районах Крайнего Севера, в Приморском крае, на северо-западе ЕТС необходимо применение типов застройки с существенным ослаблением скорости ветра.

Согласно оценкам Харди и Столла [10, 18], зимой на Аляске при низких высотах солнца влияние солнечной радиации на тепловой режим человека пренебрежимо мало. Этот вывод естествен, так как в зимнее время на Аляске сильные ветры сводят к нулю радиационный эффект в общем тепловом балансе человека. По Хренко и Пугу [10, 14], интенсивная солнечная радиация с точки зрения теплоощущения человека эквивалентна повышению температуры воздуха зимой на 5—10° С. Однако эти качественные выводы без рассмотрения всего комплекса параметров среды, влияющих на тепловой режим человека, не могут быть использованы в практических целях.

Ранее [1—4] авторами было введено понятие приведенной температуры. Под ним понимается такая температура воздуха в условиях безветрия, при которой теплообмен с открытых частей тела такой же, как при заданном значении температуры воздуха, скорости ветра и радиационного баланса. Поскольку К. Ш. Хайруллин [11, 12] на основании экспериментальных работ была получена зависимость приведенной температуры воздуха от радиационного баланса открытых частей тела и скорости ветра, появилась возможность построить соответствующие номограммы для учета совместного влияния этих факторов на тепловой режим человека. Для того чтобы получить значение приведенной температуры  $\theta_{пр}$ , необходимо к температуре воздуха  $\theta_{в}$  прибавить или отнять от нее соответствующую поправку

$$\theta_{пр} = \theta_{в} + \Delta\theta_{пр}. \quad (4)$$

Аналитическое выражение для расчета поправки, полученное К. Ш. Хайруллиным [11, 12], имеет вид

$$\Delta\theta_{B_0, v} = \frac{2,5B_0}{0,04 + 0,01\sqrt[3]{e^v}}, \quad (5)$$

где обозначения прежние.

Значение поправки  $\Delta\theta_{пр}$  в выражении (4) с учетом турбулентного обмена может быть получено по выражению

$$\Delta\theta_{пр} = \Delta\theta_{B_0, v} - 8,2\sqrt{v}. \quad (6)$$

Для удобства пользования расчетными формулами построена номограмма (рис. 2). По оси ординат отложены поправки  $\Delta\theta_{пр}$ , которые нужно прибавлять или вычитать из температуры воздуха в соответствии с выражением (4). По оси абсцисс отложены значения скорости ветра от штиля до 15 м/с. Ось абсцисс пересекает пучок кривых, каждая из которых соответствует определенной величине

радиационного баланса открытых частей тела человека  $B_0$  от 0,0 до 1,0 кал/(см<sup>2</sup>·мин). По оси ординат отложены значения поправки  $\Delta\theta_{пр}$  в выражении (4). Поправка, которую надо с соответствующим знаком ввести в температуру воздуха, чтобы получить

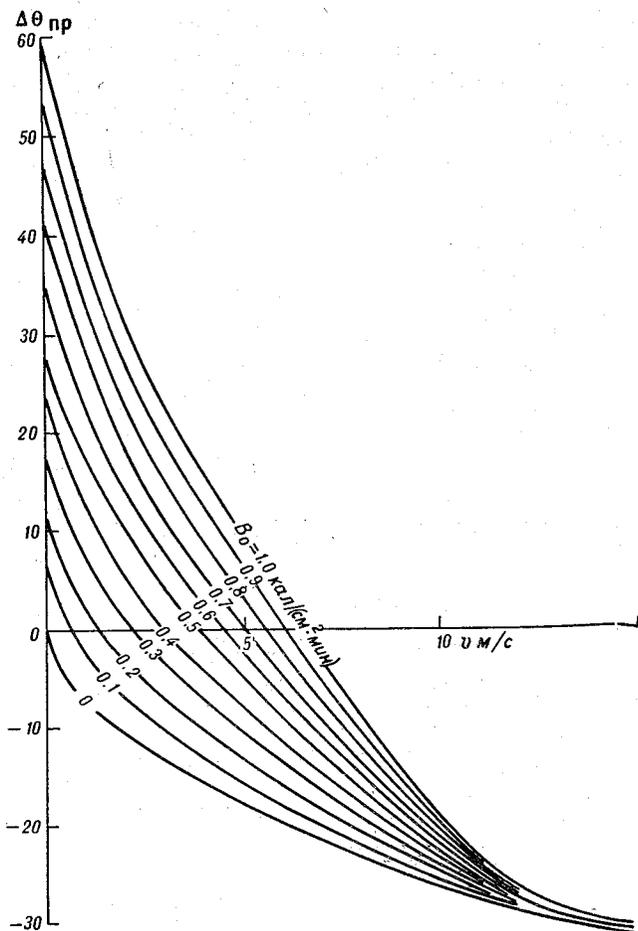


Рис. 2. Номограмма для расчета  $\Delta\theta_{пр}$  в зависимости от солнечной радиации  $B_0$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) и скорости ветра  $v$  м/с.

значение приведенной температуры воздуха при заданном ветре  $v$  и радиационном балансе  $B_0$ , является нелинейной функцией соответствующих параметров  $B_0$ ,  $v$ . В табл. 1 приведены для примера соответствующие значения параметров, необходимых для расчета приведенной температуры, и значения приведенной температуры в среднем за апрель в ряде пунктов СССР. Значения  $\Delta\theta_{пр}$  положительны в Якутске и отрицательны в других пунктах.

Приведенная температура  $\theta_{\text{пр}}$  (табл. 1) лучше характеризует условия дискомфорта, чем просто средняя температура воздуха. В Новосибирске и Якутске приведенные температуры одинаковы, хотя средняя температура воздуха в Якутске на  $7^{\circ}\text{C}$  ниже. Это обусловлено меньшей скоростью ветра и большей интенсивностью радиации в Якутске по сравнению с Новосибирском. Во Владивостоке и Диксоне поправки  $\Delta\theta_{\text{пр}}$  к температуре воздуха (табл. 1) почти равны ( $-12$  и  $-13^{\circ}\text{C}$  соответственно). Наиболее низкая приведенная температура воздуха и наиболее дискомфортные условия характерны для Диксона (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Параметры для расчета ( $\theta_{\text{в}}$ ,  $v$ ,  $B_0$ ) и значения поправки  $\Delta\theta_{\text{пр}}$  и  $\theta_{\text{пр}}$  приведенной температуры воздуха в ряде пунктов СССР. Апрель. Средние условия

Пункт	$\theta_{\text{в}}$	$v$ м/с	$B_0$ кал/см <sup>2</sup> ·мин	$\Delta\theta_{\text{пр}}$	$\theta_{\text{пр}}$
Якутск	-7	3	0,45	+2	-5
Диксон	-16	7	0,40	-13	-29
Магадан	-6	4	0,40	-3	-9
Новосибирск	0	4	0,35	-5	-5
Владивосток	4	6	0,30	-12	-7

Для того чтобы определить значение поправки  $\Delta\theta_{\text{пр}}$  по номограмме (рис. 2), необходимо найти соответствующую изолинию из семейства кривых значений радиационного баланса  $B_0$ , далее от пересечения перпендикуляра, соответствующего данному значению скорости ветра  $v$  и изолинии  $B_0$ , необходимо переместиться параллельно оси абсцисс и на оси ординат снять значение поправки  $\Delta\theta_{\text{пр}}$ , которую с соответствующим знаком надо ввести в значение температуры воздуха.

Номограмма позволяет оперативно и с точностью, необходимой для практики, рассчитывать приведенную температуру воздуха во всем возможном диапазоне сочетаний скорости ветра  $v$ , температуры  $\theta_{\text{в}}$  воздуха и радиационного баланса  $B_0$ .

Возможный мелиоративный эффект того или иного типа застройки  $\Delta\theta_{\text{пр.м}}$  будем выражать как разность

$$\Delta\theta_{\text{пр.м}} = \theta_{\text{пр.з}} - \theta_{\text{пр.н}}, \quad (7)$$

где  $\theta_{\text{пр.з}}$  — приведенная температура воздуха в черте застройки,  $\theta_{\text{пр.н}}$  — приведенная температура воздуха за ее пределами.

В качестве меры оценки успешности тех или иных мелиоративных мероприятий можно принять положение, согласно которому понижение степени дискомфорта может быть учтено переходом из одной зоны дискомфорта в другую, менее дискомфортную, в соответствии с классификацией, предложенной ранее [4].

Покажем на примере возможный путь определения мелиоративного эффекта того или иного типа застройки. Мелиорация микроклимата может осуществляться путем изменения скорости ветра и радиационного режима в черте застройки. Допустим, что для данного района характерен ветер со скоростью 10 м/с, а радиационный баланс пренебрежимо мал; что и имеет место на северных побережьях СССР в период полярной ночи. Предположим, что методами ветрозащиты можно в отдельных районах застройки снизить скорость ветра таким образом, что здесь ветровые коэффициенты будут равны  $k = \frac{v_3}{v_0}$ , где  $v_0$  — скорость ветра вне застройки,  $v_3$  — скорость ветра в ее черте. Пользуясь номограммой (рис. 2), определяем, что при  $v = 10$  м/с вне застройки значение поправки равно  $\Delta\theta_{\text{пр}} = -26^\circ\text{С}$ . И если температура воздуха равна  $-30^\circ\text{С}$ , то приведенная температура воздуха, характеризующая теплообмен открытых частей тела при штиле, эквивалентный теплотерям при данном сочетании метеорологических элементов ( $B_0 = 0$ ,  $\theta_{\text{в}} = -30^\circ\text{С}$ ,  $v = 10$  м/с), равна  $-30 - 26 = -56^\circ\text{С}$ . В черте застройки при  $k = 0,1$ , т. е. при снижении скорости ветра до 1 м/с внутри застройки, поправка равна  $\Delta\theta_{\text{пр}} = -8^\circ\text{С}$ , т. е. уменьшается более чем в 3 раза, а приведенная температура воздуха равна  $-30 - 8 = -38^\circ\text{С}$ . Если вне застройки условия характеризуются как жестко дискомфортные, то внутри застройки дискомфортность резко уменьшается, что выражается как в понижении степени дискомфорта по классификации [4], так и в уменьшении опасности обморожения открытых частей тела (см. кривую 3 на рис. 1, соответствующую приведенной  $t_{\text{к}} = 0$  температуре порога обморожения, экспериментально проверенного авторами).

Допустим, что методами удачной планировки и использованием архитектурных и строительных возможностей улучшения радиационного режима радиационный баланс будет увеличен до  $B_0 = 0,3$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) (рис. 2). Тогда при том же значении ветрового коэффициента поправка к температуре воздуха  $\Delta\theta_{\text{пр}}$  уже положительна и равна (снимаем с вертикальной оси на рис. 2 при  $B_0 = 0,3$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) и  $v = 1$  м/с)  $\Delta\theta_{\text{пр}} = +7$ . Приведенная температура воздуха соответственно равна в черте застройки с  $k = 0,1$   $\theta_{\text{пр}} = -30 + 7 = -23^\circ\text{С}$ , т. е. условия дискомфорта значительно снижены, а вероятность обморожения открытых частей тела ничтожна.

Таким образом, использование номограммы позволяет оперативно характеризовать условия погоды с точки зрения теплоощущения человека, с одной стороны, и определять возможности мелиорации и эффективность существующих и проектируемых типов застройки, с другой. Кроме того, на основе номограммы может быть осуществлено функциональное зонирование территории застройки и определены требования к застройке во всех климатических зонах, где условия погоды ограничивают возможность пребывания человека на открытом воздухе в холодное время года.

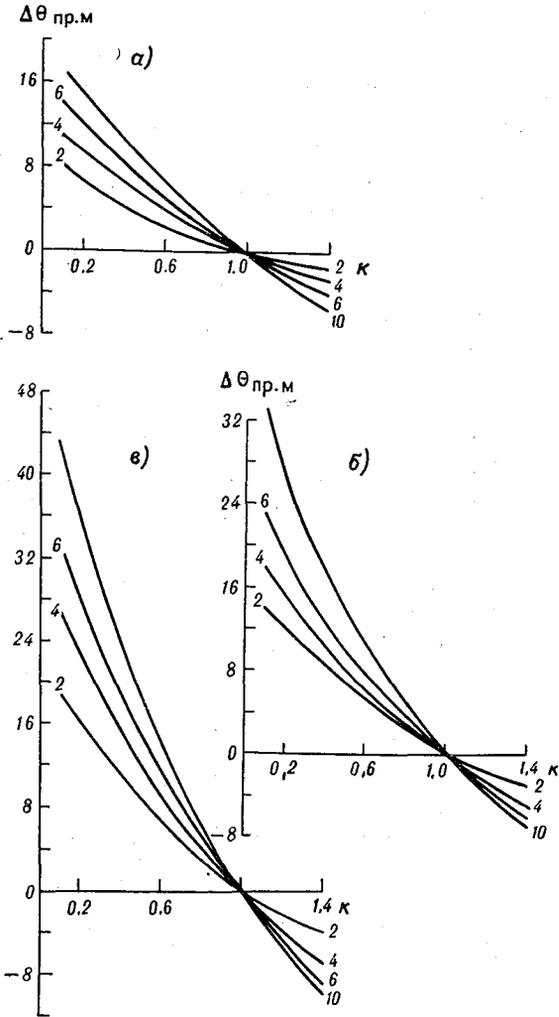


Рис. 3. Мелиоративный эффект  $\Delta\theta_{\text{пр. м}} = \theta_{\text{пр. з}} - \theta_{\text{пр. н}}$  в зависимости от изменения  $k = \frac{v_3}{v_0}$  скорости ветра  $v_3$  в застройке при заданном радиационном балансе  $B_0$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) открытых частей тела и скорости ветра за пределами застройки  $v_0$ .  
 а —  $B_0=0$ ; б —  $B_0=0,3$  кал/(см<sup>2</sup>·мин); в —  $B_0=0,6$  кал/(см<sup>2</sup>·мин).

Для оценки мелиоративных возможностей застройки в различных климатических районах СССР построена серия номограмм (рис. 3, 4), позволяющих определять мелиоративные эффекты застройки в зависимости от ветрового коэффициента  $k = \frac{v_3}{v_0}$  (рис. 3 а, б) для районов, отличающихся радиационным режимом; а также в зависимости от возможных изменений радиационного режима в черте застройки  $\Delta B_0$  для районов, различных по ветровому режиму (рис. 4).

По горизонтальной оси (рис. 3) отложены значения ветровых коэффициентов  $k = \frac{v_3}{v_0}$ , возможных в разных частях застройки, а также средних для данного типа застройки. В поле графика отложены изолинии характерных скоростей ветра за пределами застройки. По оси ординат отложены значения  $\Delta\theta_{\text{пр. м}}$ , характеризующие мелиоративный эффект застройки в соответствии с выражением (7).

В зависимости от радиационных условий района мелиоративный эффект изменения скорости ветра будет различен. В районах, где радиационный баланс пренебрежимо мал (рис. 3 а), значения величины  $\Delta\theta_{\text{пр. м}}$  находятся в пределах от  $-8$  до  $+16-18^\circ\text{C}$  во всем возможном диапазоне ветровых коэффициентов; в районах, где радиационный баланс равен  $B_0 = 0,3$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) (рис. 3 б), возможные мелиоративные эффекты значительно увеличиваются: значения поправки к приведенной температуре во всем возможном диапазоне ветровых коэффициентов находятся в пределах от  $-8$  до  $+34^\circ\text{C}$ . В районах, где радиационный баланс открытых частей тела может достигать значений  $B_0 = 1$  кал/(см<sup>2</sup>·мин), возможные мелиоративные эффекты могут достигать  $-10, +44^\circ\text{C}$  (рис. 3 в).

Другой вывод, который может быть сделан на основании анализа построенных номограмм (рис. 3 а, б), заключается в том, что мелиоративная эффективность одного и того же типа застройки, характеризующегося одним и тем же ветровым коэффициентом, тем больше, чем значительнее ветер за пределами застройки и чем более благоприятны условия радиационного режима с точки зрения теплового режима человека. Так, при  $k = 0,2$  значения величины  $\Delta\theta_{\text{пр. м}}$  тем больше, чем сильнее ветер за пределами застройки. Например, при скорости ветра за пределами застройки, равной 2 и 10 м/с величины  $\Delta\theta_{\text{пр. м}}$  равны 8 и  $18^\circ\text{C}$  при  $B_0 = 0$  и 20 и  $44^\circ\text{C}$  при  $B_0 = 1$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) (рис. 3 в). Таким образом, наиболее перспективна разработка проектов застройки со значительным ослаблением скорости ветра в ее черте в районах со значительными скоростями ветра. Еще большие мелиоративные эффекты могут быть достигнуты при прочих равных условиях в тех районах, где значительные ветры сочетаются с поступлением солнечного тепла.

Поскольку, как можно видеть на рис. 2—3, влияние внешних факторов на тепловой режим человека существенно нелинейно, то на основании этого можно сделать вывод о неравноценности изменения ветровых условий в черте застройки. Так, при значениях

ветровых коэффициентов в пределах от 1 до 0,7—0,6 мелиоративные эффекты весьма малы, независимо от радиационного баланса  $B_0$ . Далее с уменьшением ветровых коэффициентов  $k$  обнаруживается весьма значительное, нелинейное увеличение мелиоративной эффективности застройки. В связи с этим особенной ценностью должны обладать те проекты застройки и планировки в суровых и ветреных районах, в которых обеспечивается уменьшение дискомфорта, характеризующееся ветровыми коэффициентами, меньшими 0,6—0,5. Последующее уменьшение ветровых коэффициентов влечет наиболее значительное улучшение условий пребывания человека на открытом воздухе.

Как известно, в ряде проектов застройки, особенно застройки последних лет, имеются зоны, где ветровой режим неустойчив, турбулизирован, а скорости ветра могут превышать последние за пределами застройки. Это районы так называемых аэродинамических труб, особенно хорошо известные жителям окраинных частей городов с новой застройкой. В таких районах ветровые коэффициенты могут достигать значений 1,2—1,4, что в соответствии с данными расчета (рис. 3) может приводить к понижению  $\theta_{пр}$  температуры воздуха на 8—10°С.

В табл. 2 приведены оценки мелиоративных эффектов застройки с различными ветровыми коэффициентами в зависимости от скорости ветра за ее пределами. Расчет сделан для температуры воздуха —14, —15°С, т. е. для условий, достаточно типичных для многих районов СССР в холодное время года.

Из табл. 2 следует, что мелиоративная эффективность застройки, оцениваемая в соответствии с [4], изменяется весьма значительно в зависимости от ветрового режима за ее пределами. Приведенная температура воздуха находится в пределах от —12, —15°С при ветровых коэффициентах, равных 0,1, и —29, —49°С при ветровых коэффициентах, равных 1,4 в районах с малыми (2 м/с) и сильными (10 м/с) ветрами.

Для того, чтобы оценивать мелиоративные эффекты изменения радиационного режима в черте застройки, на основании соотноше-

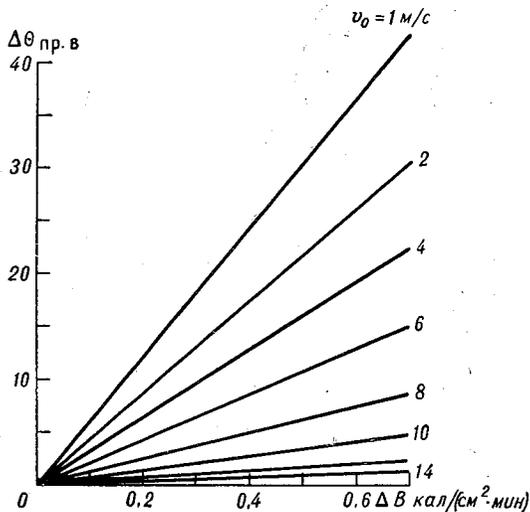


Рис. 4. Мелиоративный эффект  $\Delta\theta_{пр. в}$  изменения радиационного баланса  $\Delta B$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) в черте застройки в районах с разной скоростью ветра  $v_0$  м/с.

Таблица 2

Оценка эффекта мелиорации в застройке в районах с разным ветровым режимом (температура воздуха  $-15^{\circ}\text{C}$  и радиационный баланс пренебрежимо мал)

Скорость ветра вне застройки $v_0$ м/с	Ветровые коэффициенты $k = \frac{v_3}{v_0}$	Мелиоративная добавка к приведенным температурам $\Delta\theta_{\text{пр.м}}$	Приведенная температура с учетом мелиоративного эффекта $\theta_{\text{пр}}$
2,0	1,0	0,0	-26
	1,4	-3	-29
	0,7	3	-23
	0,5	6	-20
	0,3	10	-16
	0,1	14	-12
5,0	1,0	0,0	-33
	1,4	-6	-39
	0,7	+4	-29
	0,5	8	-25
	0,3	13	-20
	0,1	20	-13
8,0	1,0	0	-38
	1,4	-7	-45
	0,7	6	-32
	0,5	11	-27
	0,3	16	-22
	0,1	25	-13
10,0	1,0	0	-41
	1,4	-8	-49
	0,7	8	-33
	0,5	14	-27
	0,3	19	-22
	0,1	26	-15

ний (3—7) построена номограмма (рис. 4), с помощью которой можно оперативно определять влияние изменения радиационного баланса  $\Delta B_0$  на тепловой режим человека, находящегося в черте застройки  $\Delta\theta_{\text{пр.м}}$ . Пучок прямых, выходящих из начала координат, характеризует возможности мелиорации радиационного режима в районах СССР, отличающихся по ветровому режиму. Так, в районах со слабым ветром (изолиния  $v_0=1$  м/с) при изменении радиационного баланса на  $0,3-0,4$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) возможно увеличение приведенной температуры на  $15-20^{\circ}\text{C}$  (рис. 4). При увеличении радиационного баланса на  $0,6$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) приведенная температура может быть увеличена на  $25-40^{\circ}\text{C}$  в районах, где скорость ветра не превышает 5 м/с, и только на  $5-10^{\circ}\text{C}$  в районах с сильными ветрами. По-видимому, значительные приходы тепла солнечной радиации — одна из причин уменьшения дискомфортности в областях полюса холода. На основании анализа номограммы (рис. 4) можно сделать вывод о том, что одним из наиболее важных средств мелиорации микроклимата в черте застройки районов с малыми скоростями ветра является значительное улучшение радиационного режима.

Использование номограмм и табл. 2 позволяет оценить условия дискомфорта в черте застройки и в ее отдельных элементах, если известно распределение ветра. Отметим, что расчет поля ветра в застройке является не менее важной и вполне самостоятельной задачей. В настоящее время накоплены значительные материалы по этой проблеме. Однако по-прежнему насущным вопросом является проверка и сопоставление данных непосредственных наблюдений за скоростями ветра, связанных с затратами больших сил и средств, с результатами экспериментов, выполненных в аэродинамических трубах и гидрологических лотках, а также полученных путем модельных экспериментов.

Этому вопросу посвящены работы [13, 16], в которых приводятся определенные материалы, подтверждающие возможность корректного суждения о поле ветра по данным модельных экспериментов. Однако, на наш взгляд, материалов о соответствии изменения поля ветра за достаточно сложным препятствием, которым является система зданий в городской застройке в модельных экспериментах и в природе, по-прежнему явно недостаточно. Это определяет необходимость проведения непосредственных наблюдений в черте застройки при разных направлениях ветра для получения типовых схем ослабления скорости ветра и изменения его направления в элементах застройки.

Примером распределения ветра в черте застройки может служить схема, полученная на основании экспериментальных работ [13, 16], подтвержденная результатами непосредственных наблюдений (рис. 5). В зависимости от направления ветра площадь ветрозащитной зоны в элементе застройки изменяется весьма значительно. При этом площадь наибольшей ветрозащиты (самая густая штриховка на рис. 5) может меняться в 5—7 раз; площадь ветрозащиты, где скорость ветра уменьшается на 50—60% в зависимости от направления ветра, изменяется в 1,5—2,5 раза. Областям с различным ослаблением ветра (рис. 5) в соответствии с данными табл. 1—2 и номограмм (рис. 3—4) в разных климатических зонах свойственна определенная степень дискомфорта и поле приведенных температур, которое может быть получено при использовании предложенной методики.

Подводя итоги выполненной работы, можно сделать следующие выводы.

1. Существующие индексы суровости погоды неадекватно учитывают влияние факторов внешней среды на тепловой режим человека и поэтому имеют сравнительно малую ценность для решения практически важных задач.

2. Наиболее перспективен для решения задач мелиоративной микроклиматологии метод комплексного учета влияния термического, радиационного и ветрового режима на тепловой режим человека.

3. Мелиоративные возможности существенно различны в районах, отличающихся по радиационному и ветровому режиму. Это

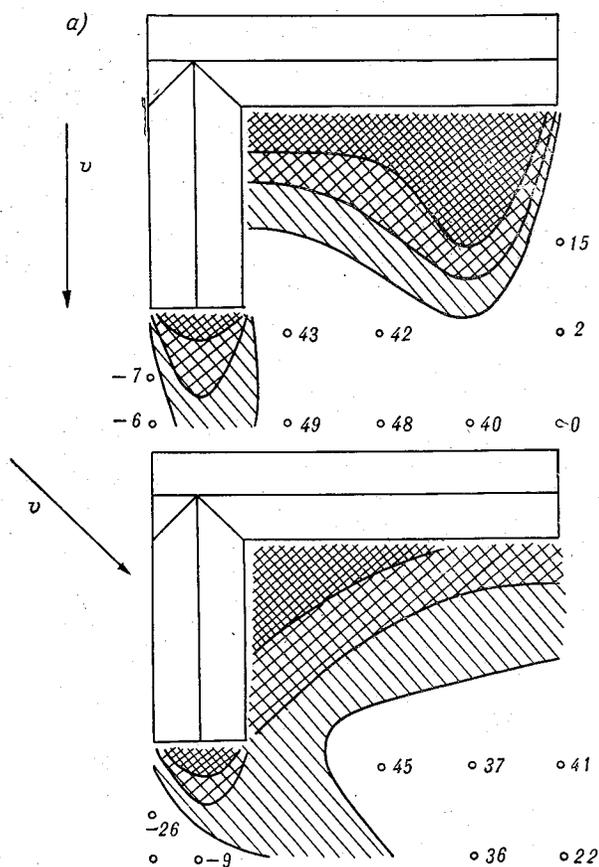


Рис. 5. Изменение скорости ветра (%) в застройке территории в зависимости от ориентации застройки  
 Уменьшение скорости (%):  
 Цифрами дано распределение уменьшения скорости  
 стание ско

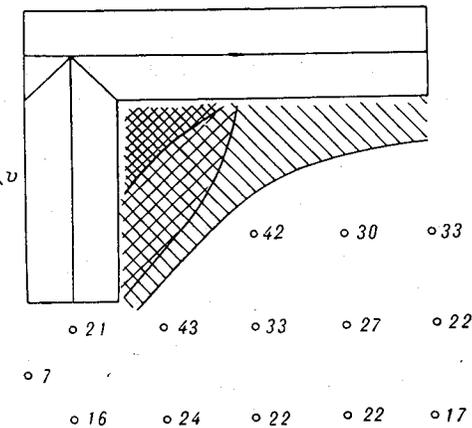
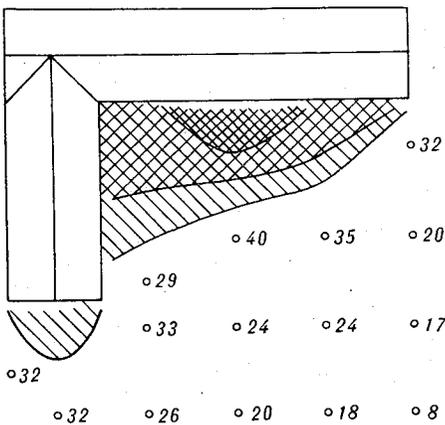
определяет необходимость разработки типовых проектов застройки селитебных территорий, существенно различных в зависимости от ветрового и радиационного режима данного климатического района.

4. Функциональное зонирование территорий, где пребывание человека на открытом воздухе ограничено в холодное время года, необходимо проводить с учетом различий дискомфорта в черте застройки.

5. Мелиоративные эффекты изменения радиационного и ветрового режима застройки существенно нелинейны, что необходимо учитывать на основе методики оценки степени дискомфорта в зависимости от реального и возможного сочетания температуры воздуха, скорости ветра и радиационного баланса.

6)

↑  
v



210436

по сравнению с ветром на незастроенной территории относительно к преобладающему ветру.  
 1 — 50—60, 2 — 60—70, 3 — 70—80.  
 ветра менее 50%. Знак «минус» указывает на возрастности ветра.

Задачей дальнейших работ должна быть разработка типовых схем изменения поля ветра в черте застройки и в ее различных элементах в зависимости от преобладающих направлений ветра и его интенсивности. Не менее важен учет влияния изменения влажности во времени и по территории для оценки теплового режима человека, особенно для районов с резко выраженными изменениями влажности в переходные сезоны года, а также в приморских районах, где влажность может быть близкой к насыщению.

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.— В кн.: Проблемы регионального зимоведения. Вып. 2. Чита, 1968.

2 Заказ № 538

**БИБЛИОТЕКА**  
 Ленинградского  
 Гидрометеорологического  
 Института

2. Адаменко В. Н., Хайруллин К. Ш. Оценка условий пребывания человека на открытом воздухе зимой с учетом микроклимата застройки.— «Труды ГГО», 1969, вып. 248.
3. Адаменко В. Н., Хайруллин К. Ш. К методике изучения условий дискомфорта холодного времени года.— В кн.: Методы исследования теплообмена и терморегуляции. М., АН СССР, 1968 (Материалы всесоюзной научной конференции 1—4 декабря 1968 г. Объединенный научный совет «Физиология человека и животных»).
4. Адаменко В. Н. Возможности мелиорации микроклимата в холодное время года на застроенной и подлежащей застройке территории.— «Труды ГГО», 1970, вып. 264.
5. Адаменко В. Н., Лепин А. В. Возможности изменения температурно-радиационного режима в застройке северных городов.— «Труды ГГО», 1970, вып. 264.
6. Бартоно А., Эдхолм О. Человек в условиях холода. М., Изд. иностр. лит., 1957.
7. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971.
8. Бодман Г. Результаты научных исследований Шведской экспедиции к Южному полюсу в 1901—1903 гг. Т. 2, М., 1910.
9. Осокин И. М. О суровости зимы в северной Азии.— В кн.: Проблемы регионального зинноведения. Вып. 2. Чита, 1968.
10. Муравьева К. А. Медико-климатологические исследования и их перспективы в полярных районах.— «Известия ВГО». 1971, т. 103, вып. 3.
11. Хайруллин К. Ш. Биоклиматическая оценка суровости погоды при отрицательных температурах воздуха.— «Записки Забайкальского филиала ВГО». 1972, т. 15, вып. 4.
12. Хайруллин К. Ш. Оттепели на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1969.
13. Серебровский Ф. Л. Аэрация жилой застройки. М., Госстройиздат, 1971.
14. Chrenko F. A., Pugh J. G. C. E. The contribution of solar radiation to the thermal environment of man in Antarctica.— Proc. Roy. Soc., 1961, B, 155, 958.
15. Carlson L. D. Reactions of man to cold medical climatology. C. Licht, 1964.
16. Jensen M., Frank N. Model-scale tests in turbulent wind. P. 1. Copenhagen, The Danish Technical Press, 1963.
17. Gates D. M. Energy exchange between organism and environment.— Biometeorology. Oregon State Univ. Press, 1968.
18. Hardy J. D., Stoll A. M. Measurement of radiant heat load on man in summer and winter alaskan climates.— J. appl. Phys. 1950, v. 2, N. 200.
19. Munn R. E. Biometeorological methods. Academic press, New York and London, 1970.
20. Massey P. M. A. Finger numbness and temperature in Antarctica.— J. Appl. Physiol., 1959, v. 14.
21. Minard D. Prevention of heat casualties in Marine corps recruits.— military Med., 1961, v. 126.
22. Tromp S. W. A physiological method for determination the degree of meteorological cooling.— Nature, 1966, v. 210.
23. Thom E. S. The discomfort index.— Weatherwise, 1959, v. 15.
24. Court A. Wind chill.— Bull. Am. Meteor. Soc., 1948, v. 29.
25. Siple P. A., Passel C. F. Measurement of dry atmospheric cooling in sub-freezing temperatures.— Proc. Am. Phil. Soc., 1945, v. 89.
26. Vinje T. E. The cooling power in Antarctica.— Norsk. Pol. Inst. Oslo, 1962.

## ИНСОЛЯЦИЯ СТЕН ЗДАНИЙ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В ЛЕНИНГРАДЕ

В ГГО в течение года (с мая 1967 г. по апрель 1968 г.) проводились наблюдения над суммарной радиацией, поступающей на стены здания обсерватории и на горизонтальную поверхность. Наблюдения проводились пиранометрами Янишевского, установленными вертикально на стенах юго-юго-западной (ЮЮЗ), восточно-юго-восточной (ВЮВ), западно-северо-западной (ЗСЗ) и северо-северо-восточной (ССВ) экспозиции на высоте 3-го этажа. Регистрация суммарной радиации осуществлялась электролитическими интеграторами Х-603, разработанными в ГГО. Каждый пиранометр работал в паре с интегратором, а отсчеты по ним осуществлялись, как правило, три раза в сутки, а отдельные, наиболее интересные для исследования периоды — ежечасно. Перед началом работы были отобраны наиболее надежно работающие интеграторы. Была проведена взаимная сверка всех пар приборов и получена серия тарировочных соотношений, устанавливающих взаимно-однозначное соответствие между всеми приборами на разных диапазонах интегрирования. Эта работа осуществлялась перед началом периода экспериментов, в середине его и после годового цикла наблюдений. Полученные тарировочные графики сделали возможными критический контроль материалов и их взаимное сопоставление и проверку.

Приборы, использованные для регистрации суммарной радиации, не изменили своих свойств в течение года, сохранилось также четкое однозначное соответствие показаний приборов. Графики использовались только для контроля работы приборов, а суточные и месячные суммы радиации получались на основании перевода показаний приборов в энергетические единицы с помощью переводных множителей, разных для каждого из приборов, и параметров использованных интеграторов.

Для решения вопроса о влиянии застройки на инсоляцию на ЮЮВ и ССВ стенах обсерватории были установлены пиранометры в нескольких вариантах: один прибор для учета инсоляции открытой стены, другой — для стены, находящейся в условиях влияния окружающих стен здания ГГО, построенного с замкнутым двором. Как выяснилось, для зданий типа обсерватории на уровне третьего этажа влияние застройки мало заметно. Более того, в ряде случаев, особенно в ясную погоду, на инсолируемые стены, обращен-

ные внутрь двора, поступает больше радиации, чем на стены той же экспозиции, но выходящие на улицу. Очевидно, это связано с тем, что здание обсерватории имеет всего три этажа и ослабление прямой солнечной радиации на этом уровне, связанное с затенением, мало. Увеличение сумм радиации внутри двора, по-видимому, объясняется дополнительным отражением радиации от окружающих инсолируемых стен.

В дальнейшем анализе были использованы материалы наблюдений, характеризующие инсоляцию наружных стен здания ГГО, выходящих на малоэтажную территорию, где влияние соседних строений отсутствует.

Обычно расчет инсоляции стен зданий основывается на данных актиметрической станции, расположенной, как правило, или на периферии города или за городом. Принято считать, что в городе солнечная радиация ослабляется в связи с загрязнением атмосферы промышленными выбросами. Однако запыленность атмосферы в различных частях города зависит от наличия предприятий и преобладающего направления ветров. Для Ленинграда существенно его приморское положение и связанная с этим локализация конвективной облачности. Преобладающий западный перенос способствует смещению конвективных облаков к востоку от приморских районов города, что обуславливает уменьшение облачности в прибрежной зоне. В табл. 1 сравниваются составляющие радиационного баланса в Ленинграде и Воейково за апрель—июнь 1967 г. Метеостанция Ленинграда расположена вблизи Финского залива, а станция поселка Воейково — на востоке от города, в 35 км от побережья. Различия в величинах радиационного баланса не превышают 10%, если в апреле суммарная радиация в городе несколько меньше, то в июне наоборот — в городе она больше, чем в Воейково.

Таблица 1

Составляющие радиационного баланса (ккал/(см<sup>2</sup>·мес.)) в Ленинграде ( $Q_L, S_L, D_L$ ) и в Воейково ( $Q_B, S_B, D_B$ ) в 1967 г.

Месяц	Суммарная радиация			Полная радиация			Рассеянная радиация		
	$Q_L$	$Q_B$	$\Delta = Q_L - Q_B$	$S_L$	$S_B$	$\Delta = S_L - S_B$	$D_L$	$D_B$	$\Delta = D_L - D_B$
IV	7,2	8,0	-0,8	3,3	4,2	-0,9	3,9	3,8	0,1
V	12,6	12,8	-0,2	6,4	6,8	-0,4	6,2	6,0	0,2
VI	14,2	13,4	0,8	9,0	8,0	1,0	5,2	5,4	-0,2

В июне облачность в Ленинграде была несколько меньшей, чем в Воейково, что и определило превышение всех составляющих суммарной радиации по сравнению с зоной, расположенной к востоку

от города. Более подробно рассмотрены эти материалы в работе Т. А. Голубовой [2], где показано, что при ветрах западных направлений прямая радиация в городе на 10—15% больше, чем в Воейково.

Микроклимат города, особенно местные циркуляционные факторы, оказывают не меньшее влияние на его радиационный режим, чем собственно индустриальное запыление. Поле концентрации аэрозолей городского происхождения связано не только с размещением и деятельностью источников выброса, но и с местными циркуляционными системами, трансформированными современным городом. Этот вопрос достаточно детально рассмотрен в работе Терринга, определившего составляющие радиационного баланса и некоторые составляющие теплового баланса в системе «город-человек» применительно к условиям Лос-Анджелеса.

По данным Т. В. Покровской [7], уменьшение радиации летом в условиях Ленинграда составляет всего 10%. В центральных районах города или на Охте суммарная радиация составляет 50—60% по сравнению с пригородами. Эти же факторы сказываются и на продолжительности солнечного сияния: в центре города оно за год на 150—160 ч меньше.

Отмеченные особенности необходимо учитывать при практическом использовании в черте города данных актинометрических пунктов наблюдений о солнечной радиации. Они репрезентативны только для территорий, близких по условиям к этим пунктам, т. е. для относительно ровных, незащищенных и малозастроенных участков города. Как правило, актинометрическая информация получается со станций, расположенных на окраинах города или в их пригородах. В частности, применительно к условиям Сибири, где любой город создает особый режим в условиях частого развития инверсионных стратификаций, данные актинометрической сети могут быть совершенно нетипичными для условий города. Так, авторам приходилось в условиях зимнего времени на Таймыре и в Якутске наблюдать сплошную полосу морозного тумана дымления, значительно уменьшающего поступление радиации в городе. В это время пункты актинометрических наблюдений, расположенные вне влияния города, дают значения составляющих радиационного баланса, значительно превышающие последние в городе. Аналогичная ситуация может иметь место в зимнее время во многих городах Сибири, расположенных в замкнутых, слабо продуваемых котловинах.

В табл. 2 приведены месячные суммы радиации, полученные на основании обработки материалов наблюдений, а также вычисленные на основании общепринятой методики [5, 6]. Расчет произведен по данным наблюдений в Воейково, как наиболее достоверным и надежным, полученным на основании регистрации составляющих радиации с помощью электронных потенциометров. Прямая радиация рассчитывалась с использованием коэффициентов, полученных в работе З. И. Пивоваровой [5, 6], их значения для переходных румбов получались путем интерполяции с построенных графиков.

**Радиационный режим стен разной ориентации**

Месяц	Горизонтальная поверхность			Ленинград (ориентация стен)								
				ЮЮЗ			ВЮВ			ЗСЗ		
	$Q_{Л}$	$Q_{В}$	$\frac{Q_{Л}}{Q_{В}}$	$Q_{Р}$	$Q_{Н}$	$\frac{Q_{Р}}{Q_{Н}}$	$Q_{Р}$	$Q_{Н}$	$\frac{Q_{Р}}{Q_{Н}}$	$Q_{Р}$	$Q_{Н}$	$\frac{Q_{Р}}{Q_{Н}}$
1967 г.												
V	—	12 769	—	8086	8 755	0,92	8 419	—	—	6755	—	—
VI	12 175	13 331	0,91	8055	8 160	0,99	8 854	—	—	7656	—	—
VII	—	15 988	—	9462	10 900	0,87	10 444	—	—	8956	—	—
VIII	10 947	9 935	1,10	6766	6 254	1,08	6 383	6400	1,00	5809	3200	1,82
IX	—	7 264	—	6565	—	—	5 469	—	—	4556	—	—
X	9 225	9 415	0,92	2798	3 100	0,90	1 918	1978	0,97	1522	851	1,79
XI	—	573	—	564	812	0,69	470	458	1,03	403	262	1,54
XII	500	453	1,10	810	802	1,01	527	700	0,75	410	252	1,63
1968 г.												
I	—	907	—	1311	1080	1,21	984	682	1,44	802	290	2,77
II	—	2203	—	3242	3600	0,90	2408	1272	1,89	2054	960	2,14
III	—	4618	—	5043	3600	1,40	4087	2736	1,49	3710	2036	1,82
IV	—	8611	—	6786	5655	1,20	5851	5750	1,02	4927	2842	1,73

Суммарная радиация  $Q_{ст}$  определялась по выражению

$$Q_{ст} = S_{ст} + \frac{D_{гор}}{2} + \frac{R_{гор}}{2},$$

где  $S_{ст}$  — прямая радиация, поступающая на стены зданий данной ориентации, вычисленная по методике З. И. Пивоваровой;  $D$  — рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность;  $R$  — отраженная радиация.

При оценке  $\frac{R_{гор}}{2}$  учтены рекомендации [4, 5, 6] об уменьшении альbedo в условиях города. Таким образом, расчет осуществлен на основании применения так называемого соотношения изотропного приближения [3], как это и делается обычно в такого рода расчетах [1, 5, 6]. Как показали сравнения суммарной радиации  $Q$ , поступающей на горизонтальную поверхность, отличия ее значений для ГГО и Воейково не превышают 10%, причем в августе и декабре  $Q$  была выше в ГГО, а в июне и в октябре — в Воейково.

Представляет интерес сравнить результаты расчета и измерений (рис. 1а). Поступление радиации на инсолируемые южные стены (ЮЮЗ, ВЮВ) по данным расчета и наблюдений в летнее время оказывается достаточно близким между собой с учетом реальной точности исходных данных (рис. 1а). Хорошая сходимость рассчитанных и измеренных данных говорит о надежности используемой методики расчетов на основании изотропного приближения. Это связано с тем, что летом стены южных ориентаций длительно облучаются солнцем и в суммарной радиации, поступающей к по-

Таблица 2

по данным наблюдений  $Q_H$  и расчета  $Q_P$  [кал/(см<sup>2</sup>·мес)]

ССВ			Воейково				Прямая радиация (расчетные данные) на стены разной ориентации, кал/(см <sup>2</sup> ·мес.)			
$Q_P$	$Q_H$	$\frac{Q_P}{Q_H}$	$S_{Гор}$	$R$	$D$	$A \%$	ЮЮЗ	ВЮЗ	ЗСЗ	ССВ
1967 г.										
6089	—	—	6656	2073	6113	16	3993	4326	2662	1996
6059	3120	1,94	7988	2723	5403	20	—	—	—	1997
7469	—	—	9917	2919	6071	18	4968	5950	4462	2975
4852	2210	2,20	3827	1686	6108	17	2870	2487	1813	956
3278	—	—	3652	1484	3612	21	4017	2921	2008	730
1126	830	1,36	880	538	1535	22	1760	880	484	88
384	—	—	45	231	528	40	184	90	23	4
386	230	1,68	69	380	384	84	428	145	28	4
1968 г.										
754	332	1,37	121	688	786	78	569	242	60	12
1705	600	2,84	699	1765	1504	80	1607	768	419	70
3130	1600	1,96	1472	2527	3146	55	2207	1251	883	294
4170	2400	1,74	4622	1243	3989	15	4170	3235	2311	1554

верхности стены основной вклад вносит прямая радиация. Как известно, расчет прямой радиации не представляет трудностей и осуществляется на основании формул сферической астрономии с достаточной степенью точности, если надежно измерена радиация на актинометрической станции.

Однако зимой положение меняется. Вклад прямой радиации в суммарную значительно уменьшается, а диффузная радиация, складывающаяся из рассеянной и отраженной радиации, составляют основную часть инсоляции стен. Как было показано ранее на материалах эпизодических наблюдений, проведенных в разных климатических условиях, использование соотношений изотропного приближения может приводить к значительным искажениям в рассчитанных суммах радиации, поступающей на стены [1]. В этой же работе были предложены методы корректировки расчетных сумм  $Q_{ст}$ . На рис. 1 б приведены результаты сравнения измеренной и рассчитанной радиации, поступающей на стены восточно-юго-восточной ориентации. В летнее время, а также в месяцы, когда прямая радиация вносила основной вклад в инсоляцию стены (апрель, октябрь) отмечается хорошее согласование между рассчитанными и измеренными значениями суммарной радиации. В зимнее время (декабрь—март) имеет место значительное превышение рассчитанных величин по сравнению с наблюдаемыми (рис. 1 б), причем различия в месячных суммах отдельных месяцев достигают 50—100%.

Еще большие различия рассчитанных и измеренных величин инсоляции характерны для стен с северной составляющей (рис. 1 в) в ориентации (северо-северо-восточные, западно-северо-

западные, северные). Различия в измеренных и рассчитанных значениях инсоляции почти во все месяцы составляют около 100%. Таким образом, существующая расчетная методика для стен, слабо

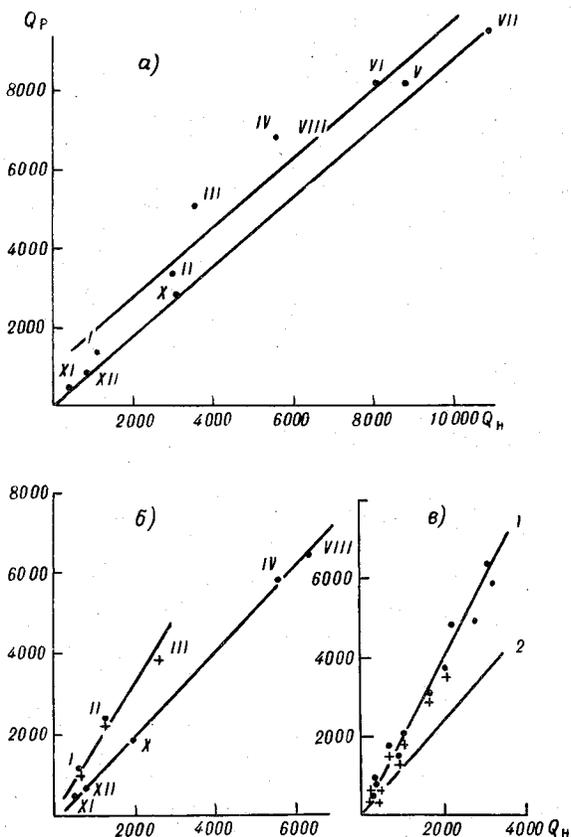


Рис. 1. Соотношение наблюдаемой  $Q_n$  и рассчитанной  $Q_p$  радиации, поступающей на стены здания обсерватории (кал/см<sup>2</sup>·мес).

Ориентация стен: а — ЮЮЗ, б — ВЮВ, в — ЗСЗ и ССВ.  
Методика: 1 — общепринятая, 2 — предложенная авторами.  
Цифры у точек — месяцы.

инсолируемых прямой солнечной радиацией, не может быть принята без введения в нее соответствующих исправлений, рассмотренных ранее [1].

На рис. 1 в приведены результаты сопоставления измеренных и рассчитанных месячных сумм радиации стен, слабо инсолируемых прямой радиацией (ССВ, ЗСЗ), при уменьшении альбедо в городе по сравнению с альбедо метеорологической площадки на 20% в зимние месяцы (декабрь—апрель). При определении диффузной радиации, поступающей на эти стены в количестве одной

трети от рассеянной и отраженной радиации, измеренной на метеорологической станции, ошибка расчета значительно уменьшилась, хотя по-прежнему расчетные значения суммарной радиации превышают измеренные примерно на 30%. По-видимому, применительно к рассматриваемым условиям необходимо введение некоторых дополнительных коэффициентов, учитывающих влияние специфики городских условий на режим зданий.

Причины значительной систематической ошибки расчетов поступления радиации на стены, слабо инсолируемые прямой солнечной радиацией, на наш взгляд, заключаются в следующем: 1) в предположении об изотропности радиации для всех частей небосвода применительно к условиям городской застройки; 2) в вытекающем из этого расчете диффузной радиации, как половины отраженной и рассеянной радиации, поступающей на метеорологической станции; 3) в недооценке реального изменения альбедо в зимнее время в условиях деятельности современного промышленного города; 4) в неучете закрытости горизонта, различной для каждого типа застройки в условиях города; 5) в нерепрезентативности данных метеорологической станции для условий большого города с меняющимся в пространстве и времени характером ослабления радиации.

Подводя итог выполненной работы, можно отметить.

1. Удовлетворительность предложенных расчетных методов для характеристики радиационного режима стен, инсолируемых прямой радиацией.

2. Рассчитанные и измеренные значения месячных сумм суммарной радиации, поступающей к этим стенам, наиболее близки в летнее время, различия измеренных и рассчитанных значений увеличиваются в зимнее время, особенно при наличии снежного покрова.

3. Рассчитанные значения суммарной радиации, поступающей на стены, слабо или совсем не инсолируемые прямой солнечной радиацией, отличаются систематически как в летнее время, так и зимой и в переходные сезоны, причем рассчитанные месячные суммы в два раза и более превышают фактически измеренные.

## ЛИТЕРАТУРА

1. А да мен ко В. Н., Х ай ру л ли н К. Ш. Результаты наблюдений радиации, поступающей на стены зданий.—«Труды ГГО», 1969, вып. 248.
2. Го лу бо ва Т. А. Некоторые данные о влиянии атмосферы города на составляющие радиационного баланса.—«Труды ГГО», 1969, вып. 248.
3. Ко н дра тье в К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеониздат, 1969.
4. К ру г ло ва А. И. Рассеянная солнечная радиация на вертикальные поверхности ограждающих конструкций различной ориентации.—В кн.: Практические задачи строительной теплофизики. М., Госстройиздат, 1965.
5. Пи во ва ро ва З. И. Прямая солнечная радиация, поступающая на стены зданий.—«Труды ГГО», 1967, вып. 193.
6. Пи во ва ро ва З. И. Оценка суммарного прихода коротковолновой радиации на стены зданий.—«Труды ГГО», 1967, вып. 209.
7. По кро в ская Т. В., Быч ко ва А. Т. Климат Ленинграда и его окрестностей. Л., Гидрометеониздат, 1967.

## О ВЛИЯНИИ КЛИМАТА ПОЧВЫ НА РОСТ МНОГОЛЕТНИХ ТРАВ

В Эстонии к 1971 г. осушены большие площади земель [23]. Но одностороннее осушение не обеспечивает формирования высоких и устойчивых урожаев и возникает необходимость дополнительного увлажнения. В отдельные периоды в течение вегетации (обычно в июне) наблюдается недостаток влаги на легких и на осушенных минеральных почвах. Поэтому в течение последних лет широко развернулось двухстороннее регулирование водного режима почвы путем осушения и последующего искусственного дождевания [13, 18, 24, 25 и др.]. В этих условиях особую актуальность приобретает изучение влияния климата почвы на рост и развитие многолетних трав.

В ряде работ показана возможность изучения влияния климатических факторов на продуктивность сельскохозяйственных культур на основе учета физических закономерностей фотосинтеза [2, 3, 4 и др.]. Установлено, что максимальный прирост наблюдается при оптимальных величинах тепло- и влагопотребления, тесно связанных между собой и определяемых, в основном, количеством приходящей радиации. Оптимальное водопотребление растений при заданных метеорологических условиях практически совпадает с величиной испаряемости [1, 9, 22 и др.]. Солнечная радиация не регулируется, что определяет необходимость установить точную величину водопотребления сельскохозяйственных культур при определенном радиационном балансе и требует тщательного изучения динамики изменения жизнедеятельности растений в посевах в зависимости от сложившихся погодных условий.

В настоящее время на агрометстанциях гидрометсети наблюдения за ростом и развитием многолетних трав заключается в определении фенофазы, средней высоты и декадного прироста суммарной биомассы. Для вычисления показателей фотосинтетической деятельности посева этих данных недостаточно, а прямое определение прироста биомассы с единицы площади требует периодической замены мест для взятия проб, вызывает увеличение неоднородности посева и всегда сопровождается определенной случайной ошибкой.

В связи с этим был разработан комплекс фитометрических измерений, позволяющих по определению сравнительно простых характеристик травостоя рассчитать показатели фотосинтетической

деятельности растений и проследить влияние на них климата почвы. Надо отметить, что разработка комплекса фитометрических характеристик применительно к многолетним травам осложняется их многолетностью, одновременным наличием в травостое побегов различной стадии развития, а также периодическими укусами или стравливаниями.

В 1969—1971 гг. проводились фитометрические измерения трав на осушенном болоте и на минеральной почве легкого механического состава в условиях одно- и двухстороннего регулирования водного режима почвы, а также при различных азотных удобрениях. Анализ результатов этих измерений показал, что в первом приближении наиболее важные этапы формирования урожая трав в зависимости от климата почвы можно определить по динамике роста главных побегов тимopheевки луговой. Влияние климата почвы на рост многолетних трав наиболее четко проявилось в 1971 г., и поэтому ниже главное внимание будет уделено данным этого года.

Наблюдения в 1971 г. проводились в условиях одно- и двухстороннего регулирования водного режима почвы. Осушение почвы осуществлялось гончарным дренажом, орошение — искусственным дождеванием. Почва подопытного участка — дерново-подзолистая глеевая легкая супесь. Более детальное описание агрохимических и водно-физических свойств почвы, а также общие данные о системе регулирования водного режима почвы приведены в работе [14].

Формирование температурного режима почвы под многолетними травами (рис. 1) в различных условиях во многом зависит от состояния растительного покрова. Весной после полного оттаивания почвы различия в  $T_{cp}$  между оголенной почвой и покрытой растительностью мало зависят от вида трав и от применения удобрений. По измерениям температуры почвы по М-54 в наших опытах и на гидрометстанции Таллин—Юлемисте эти различия составляли примерно  $1^{\circ}\text{C}$  до перехода  $T_{cp}$  через  $7^{\circ}\text{C}$ . После этого начинается интенсивный рост и развитие растений, и большее значение приобретает видовой состав и условия произрастания.

Применение искусственного дождевания может снижать  $T_{cp}$  в день полива на  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ , в последующие 3—4 дня различие немного уменьшается. Поливы проводятся обычно в теплые солнечные периоды, и обилие тепла и влаги обуславливает интенсивный рост растений, поэтому влияние повышенной влажности почвы перекрывается влиянием мощного и густого травостоя. На участках с дождеванием и без него сначала состояние травостоя примерно одинаковое. Дальнейшее снижение влагозапасов приводит к пожелтению листьев и общему завяданию растений. Вследствие этого солнечные лучи проникают еще глубже в травостой, температура воздуха повышается и в конечном счете повышается и температура почвы. Влияние температуры почвы на рост трав проявляется более четко в ранние стадии развития, когда почвенная засуха еще не наблюдается и поэтому данные измерений температуры на

рис. 1 приводятся только в условиях двухстороннего регулирования водного режима почвы.

Для 1971 г. характерен быстрый подъем  $T_{ср}$ , обусловленный большим количеством ясных дней и соответственно значительным

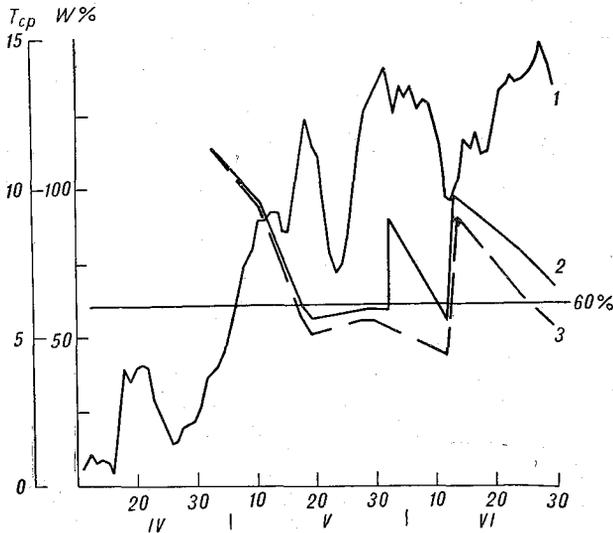


Рис. 1. Динамика изменения температуры почвы на глубине 10 см в условиях двухстороннего регулирования водного режима почвы (1) и динамика изменения влажности почвы в условиях одностороннего (2) и двухстороннего (3) регулирования водного режима почвы (% от ППВ).

притоком солнечной радиации, который в этом году существенно превышал многолетние средние величины в окрестностях Таллина (табл. 1).

Таблица 1

Декадные суммы суммарной радиации  $Q$  в окрестностях г. Таллина (ккал/см<sup>2</sup>)

Месяц . . . . .	IV			V			VI			VII		
	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Средняя многолет- няя . . . . .	3,2	3,8	4,5	4,7	4,9	5,1	5,2	5,2	5,0	4,9	4,7	
1971 г. . . . .	3,1	4,4	5,8	5,8	5,5	6,5	3,6	5,1	6,2	4,3	6,0	

Динамика изменения влагозапасов почвы дана в процентах от предельной полевой влагоемкости (99 мм для слоя почвы 0—50 см).

Весной влажность почвы выше полевой влагоемкости на обоих участках. Почва на участке без дождевания иссушается немного интенсивнее, что может быть обусловлено большой его близостью к дренажной трубе. Изменение влагосодержания, а следовательно, и урожайности в зависимости от расстояния от дренажных труб отмечено и в работе [26]. При наполнении канав водой для прове-

дения дождевания наблюдается некоторое повышение влагозапасов, что вызвано подпитыванием водой от дренажной системы.

Для главных побегов тимофеевки луговой были определены следующие простые статистические характеристики:  $z_m$  — максимальная высота побега,  $z_{\Pi}$  — высота побега в естественном положении,  $z_c$  — высота стебля,  $z_i$  — высота точки ответвления от стебля  $i$ -того листа,  $h_i$  — длина  $i$ -того листа,  $l_i$  — ширина  $i$ -того листа и  $h_{ж\ i}$  — степень пожелтения  $i$ -того листа,  $n_1$  — число листьев. Измерения проводились через каждые 3—5 дней на участках с одно- и двухсторонним регулированием водного режима почвы в зависимости от изменения погодных условий.

Сопоставление всех приведенных характеристик непосредственно с изменениями элементов климата почвы не является целесообразным, поскольку многие из них несущественно отражают накопления биомассы и динамика их изменения более связана с внутренним ритмом развития растений.

Во многих работах показана преобладающая роль высоты одного побега или посева в целом среди всех фитометрических характеристик [5, 12, 17, 19 и др.]. Для многолетних трав средняя высота посева  $z_{\Pi, \text{ср}}$ , которая практически совпадает с величиной  $z_{\Pi}$ , тесно связана с общей биомассой  $M$ . Для выяснения количественной зависимости между  $z_{\Pi, \text{ср}}$  и  $M$  были рассчитаны регрессионные уравнения и коэффициенты корреляции в период интенсивного роста для различных видов трав в течение вегетации (табл. 2) <sup>1</sup>.

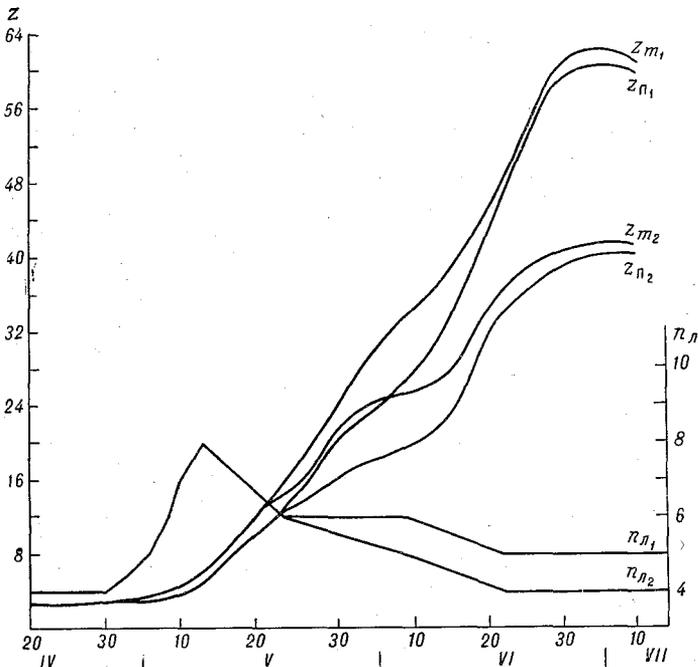
Для более детальной характеристики изменений  $z_m$ ,  $z_{\Pi}$  и  $z_c$  в течение вегетационного периода были вычислены средние значения  $z_m$ ,  $z_{\Pi}$  и  $z_c$ , стандартные отклонения  $\delta$ , коэффициенты вариации  $v$  и достаточно большой объем выбора  $N_B$  по формуле  $N_B = \frac{u^2}{\epsilon^2} v^2$ , где  $\epsilon$  — максимально допустимая ошибка определения изучаемой величины,  $u$  — граничное значение доверительного интервала [21]. Результаты при доверительной вероятности  $q=95$  и  $q=99$  приведены в табл. 3 и 4, из которых видно, что с ростом растений в общем на обоих вариантах однородность посева увеличивается. Эта закономерность четко проявляется на участке с оптимальными влагозапасами. При недостаточных запасах однородность увеличивается до тех пор, пока влагозапасы не снизятся до 50—60% полевой влагоемкости. С дальнейшим уменьшением влаги в почве однородность также начинает уменьшаться. После выпадения осадков и с накоплением влаги более 50—60% полевой влагоемкости опять наблюдается увеличение однородности. Такая закономерность в условиях Эстони обнаружена для кукурузы [16], для ячменя [12], озимой пшеницы и ржи [10, 19]. Кроме того, в работах [16 и 12] показано уменьшение однородности посевов под влиянием почвенной засухи.

Сопоставление величин  $z_m$ ,  $z_{\Pi}$  и  $z_c$  дало возможность установить между ними ряд коррелятивных зависимостей [табл. 5 и 6].

<sup>1</sup> Все расчеты уравнений регрессии и коэффициентов корреляции, приводимые в табл. 2, а также ниже, выполнены на ЭВМ Минск-22.

## Зависимость общей биомассы многолетних трав от средней высоты посева

Культура и характеристика посева	Почва	Год	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
Тимофеевка (чистый посев)	Минеральная	Первый	$M = 2,02z_{п. ср} + 4,99$	0,88
		Второй и третий	$M = 1,24z_{п. ср} + 2,92$	0,71
Ежа сборная (чистый посев)	„	Первый	$M = 1,98z_{п. ср} + 1,04$	0,86
		Второй и третий	$M = 1,05z_{п. ср} + 4,09$	0,85
Клевер красный + тимофеевка (травосмесь)	„	То же	$M = 0,99z_{п. ср} - 6,34$	0,89
Тимофеевка + овсяница луговая (травосмесь)	Торфяная	„	$M = 1,90z_{п. ср} + 5,52$	0,93

Рис. 2. Динамика изменения  $z_m$ ,  $z_{п}$  и  $z_{л}$  в течение вегетационного периода.

$z_{m2}$ ,  $z_{п2}$  и  $z_{л2}$  — в условиях одностороннего регулирования водного режима почвы;  $z_{m1}$ ,  $z_{п1}$ ,  $z_{л1}$  — в условиях двустороннего регулирования водного режима почвы.

Таблица 3

## Статистические характеристики тимфеески луговой в условиях одностороннего регулирования водного режима почвы

Дата	Средние величины			$\delta$			$v$			$q=95$			$q=99$		
	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$
7 V	3,89	3,03	0,81	1,02	0,89	0,27	26	29	33	108	134	173	180	224	290
11 V	5,49	4,2	0,94	1,00	0,89	0,16	18	21	17	52	70	46	87	118	77
14 V	7,3	6,1	1,5	1,4	1,4	0,43	19	23	29	57	84	134	97	141	224
21 V	13,0	10,8	3,27	2,8	2,2	0,99	22	20	30	77	64	143	129	107	240
27 V	16,5	13,9	4,58	3,9	3,2	1,5	24	23	33	92	84	173	153	141	290
3 VI	23,3	17,2	9,5	5,75	4,23	2,9	25	25	31	100	100	153	166	166	256
7 VI	24,7	19,0	11,8	5,9	3,1	3,5	24	16	30	92	41	143	153	68	240
15 VI	27,7	23,5	16,6	5,65	3,6	3,81	20	15	23	64	36	84	107	60	141
22 VI	35,3	34,2	30,6	6,36	6,5	6,47	18	19	21	52	57	70	87	97	118
1 VII	41,2	39,8	36,1	7,03	7,5	8,37	17	19	23	46	57	84	77	97	141

Таблица 4

## Статистические характеристики тимфеески луговой в условиях двустороннего регулирования водного режима почвы

Дата	Средние величины			$\delta$			$v$			$q=95$			$q=99$		
	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$	$z_m$	$z_{II}$	$z_c$
3 VI	26,6	22,2	12,0	5,9	4,2	3,4	22	19	28	77	57	125	129	97	208
7 VI	32,6	25,5	18,6	4,25	2,63	4,16	13	10	22	27	16	77	45	27	129
15 VI	37,7	33,4	26,9	4,02	3,68	4,55	11	11	17	19	19	46	33	33	77
22 VI	46,8	45,8	39,7	4,38	4,25	5,54	9	9	14	13	13	31	22	22	53
22 VII	58,8	58,2	53,3	5,77	5,88	6,06	9,8	10	11	16	16	19	27	27	33

Коэффициент корреляции 0,92. Расчеты велись по соотношению (2). На рис. 3 и 4 видно, что в первые дни вегетационного периода увеличения площади листьев не происходит. Рост площади листьев начинается при  $T_{\text{ср}}$ , равной 4—5°С, и продолжается на обоих вариантах до первой декады июня. На участке без дождевания он немного замедляется под влиянием засухи в мае. После наступления максимума площади листа на участке с дождеванием до укоса она существенно не изменяется, а при недостатке влаги сильно

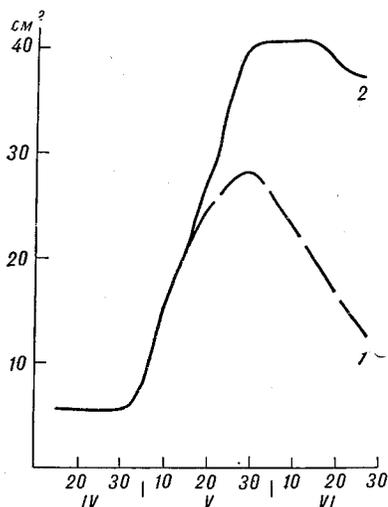


Рис. 3. Динамика формирования суммарной ассимиляционной поверхности.

Регулирование водного режима почвы.  
1 — одностороннее, 2 — двухстороннее.

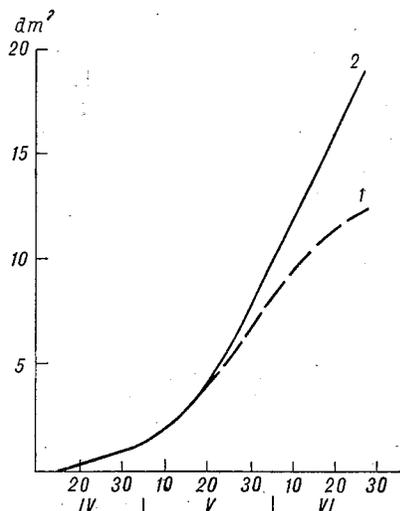


Рис. 4. Динамика изменения фотосинтетического потенциала.

Усл. обозначения см. рис. 3.

сокращается за счет пожелтения листьев. Под влиянием засухи также повышается доля верхних листьев в формировании общей ассимиляционной поверхности, т. е. действующая фотосинтезирующая площадь поднимается в более высокие слои и изменяется ее структура (рис. 5).

Из приведенных материалов о характеристике роста и развития тимофеевки луговой в зависимости от внешних условий следует, что климат почвы оказывает существенное влияние на продуктивность многолетних трав. По характеру влияния элементов климата почвы от начала вегетации до уборки первого урожая можно выделить три периода. Первый период начинается поднятием  $T_{\text{ср}}$  выше 3—4°С и длится до перехода  $T_{\text{ср}}$  через 7—8°С. В течение этого периода на всех почвах в Эстонии запасы влаги достаточны и основным лимитирующим фактором является температура почвы. Решающее влияние температуры почвы весной для тимофеевки отмечено и в работе [6]. Второй период начинается

с переходом  $T_{cp}$  выше  $7-8^{\circ}C$  и прекращается с падением влагозапасов на легких минеральных почвах ниже 50—60% полевой влагоемкости. Этот период является наиболее ответственным, поскольку температура и влажность почвы находятся в пределах, близких к оптимальным, и происходит формирование основной части урожая. Третий период начинается с появлением почвенной засухи, которая наблюдается преимущественно на легких почвах, в частности на осушенных. Интенсивный рост многолетних трав в этот период можно обеспечить лишь искусственным орошением.

В практике производства кормов наиболее важной является величина конечного урожая, которая сильно зависит от водного режима почвы и от общих погодных условий в течение второго и третьего периодов. В условиях наших опытов конечный урожай был тесно связан с коэффициентом увлажнения  $k_A$  за эти периоды, который вычислялся по формуле

$$k_A = \frac{W_n + r}{\frac{1}{L} (R - B)^\alpha}, \quad (3)$$

где  $W_n$  — запасы влаги в слое почвы 0—50 см при  $T_{cp}$  на глубине 10 см, равной  $7-8^{\circ}C$ ;  $r$  — осадки (включая искусственное дождевание);  $R$  — радиационный баланс;  $B$  — тепловой поток в почву,  $L$  — 600 кал/г;  $\alpha$  — коэффициент, зависящий от развития растений, от состояния поверхности почвы и от турбулентного перемешивания. В наших расчетах  $\alpha$  принималось равным 1.

Значения  $W_n$ ,  $r$  и  $B$  определялись опытным путем. Регистрация радиационного баланса за длительный период представляет довольно трудоемкую задачу и поэтому  $R$  определялся расчетным способом по следующей методике.

Суммарная радиация рассчитывалась по измеренным значениям на актинометрической станции Тыравере при помощи переводного множителя  $k_Q$  (табл. 7), определяемого по многолетним

Таблица 7

Переводные коэффициенты  $k_Q$  в окрестностях г. Таллина

Месяц . . . . .	IV		V			VI			VII		
Декада . . . . .	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$k_Q$ . . . . .	1,00	1,11	1,17	1,14	1,10	1,07	1,06	1,06	1,06	1,06	1,06

картам распределения суммарной радиации в Эстонии. Методика составления карт приведена в работе [8]. Альbedo травостоя определялось опытным путем. Существующие схемы расчета эффективного излучения за сравнительно короткие периоды требуют большого исходного материала и довольно трудоемки. Поэтому была сделана попытка рассчитать  $R$  по значениям поглощенной радиации  $R_k$ . Естественный травостой на метеоплощадке сравнительно бли-

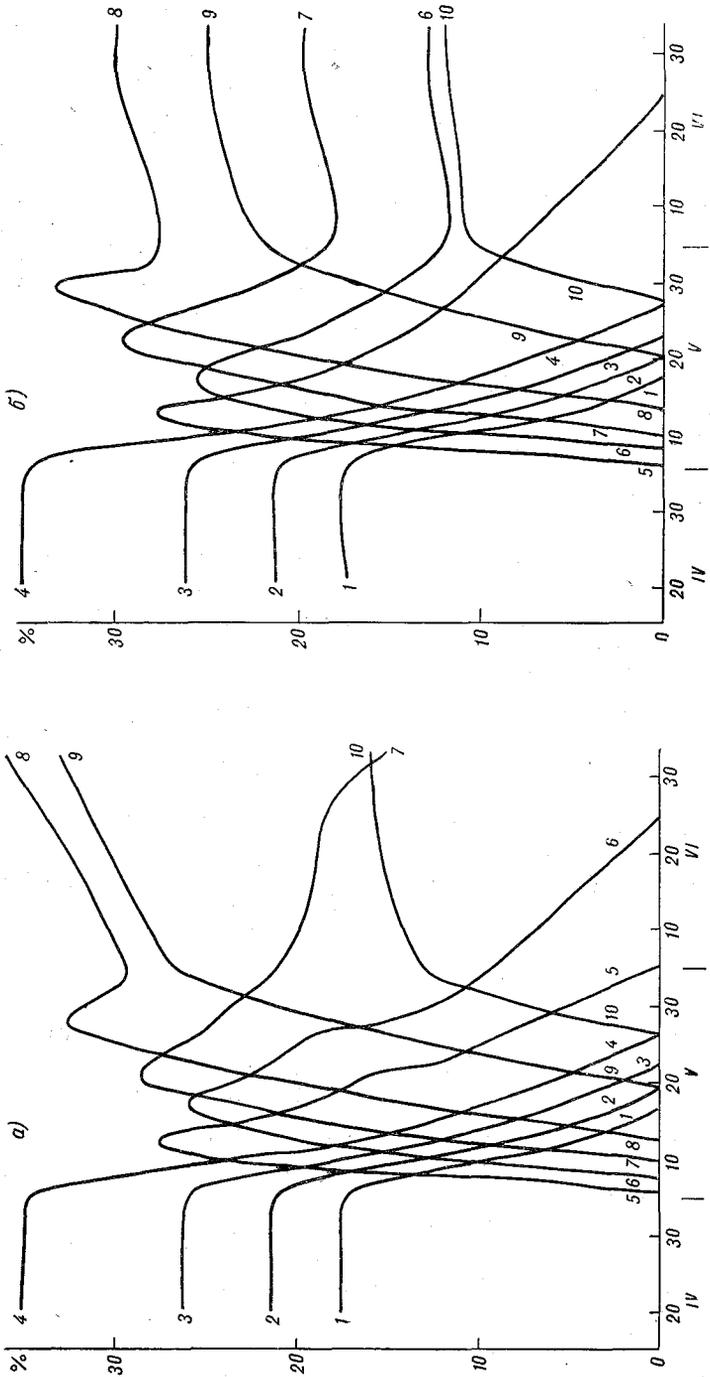


Рис. 5. Процентная доля отдельного листа в формировании общей ассимиляционной поверхности.  
 Регулирование водного режима почвы: а — одностороннее, б — двухстороннее.  
 Цифрами даны номера листьев.

зок по своим радиационным характеристикам к посевам многолетних трав, поэтому по данным 10-летнего периода наблюдений на актинометрической станции Тыравере были рассчитаны уравнения регрессии и коэффициенты корреляции между декадными и месячными суммами  $R$  и  $R_k$  (табл. 8).

Таблица 8

Уравнения регрессии и коэффициенты корреляции между  $R$  и  $R_k$  в климатических условиях Эстонской ССР

Месяц	Декада	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
IV	1	$R = 0,48R_k - 3,1$	0,71
	2	$R = 0,42R_k + 0,25$	0,93
	3	$R = 0,44R_k + 0,31$	0,82
		$R = 0,51R_k - 0,09$	0,97
V	1	$R = 0,50R_k + 0,17$	0,86
	2	$R = 0,52R_k + 0,23$	0,95
	3	$R = 0,67R_k - 0,25$	0,89
		$R = 0,28R_k + 3,25$	0,75
VI	1	$R = 0,44R_k + 0,74$	0,87
	2	$R = 0,64R_k + 5,2$	0,96
	3	$R = 0,77R_k - 0,42$	0,95
		$R = 0,64R_k + 0,06$	0,88
VII	1	$R = 0,77R_k - 0,54$	0,86
	2	$R = 0,68R_k - 0,20$	0,86
	3	$R = 0,72R_k - 0,43$	0,92
		$R = 0,87R_k - 0,27$	0,83

В годы проведения опытов значения  $k_d$  в условиях одностороннего регулирования водного режима почвы составляли 0,5—0,8, в условиях двухстороннего регулирования 0,7—1,0.

Из соотношения (3) следует, что в формировании конечного урожая  $A$  трав основными климатическими факторами в условиях Эстонии являются запасы влаги в почве при ее  $T_{cp}$ , равной 7—8° С, осадки и радиационный баланс. Для установления тесноты связи конечного урожая с этими факторами было рассчитано уравнение множественной корреляции вида

$$A = aW_n + br + cR. \quad (4)$$

Коэффициент множественной корреляции для соотношения (4) оказался равным 0,81. Такой высокий коэффициент указывает на возможность составления агроклиматической характеристики условий роста многолетних трав в Эстонской ССР по этим показателям.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алпатъев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеоздат, 1954.
2. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоздат, 1971.
3. Будыко М. И., Гандин Л. С. Влияние климатических факторов на растительный покров.—«Изв. АН СССР». Сер. геогр., 1966, № 1.
4. Будыко М. И., Гандин Л. С., Ефимова Н. А. Применение физических методов для разработки агроклиматических показателей.—«Метеорология и гидрология», 1966, № 5.
5. Венцекевич Г. З. Исследование закономерностей линейного роста растений к задачам агрометеорологии.—«Труды ЦИП», 1965, вып. 145.
6. Вошинин П. А. Тимофеевка луговая.— В кн.: Многолетние травы в лугопастбищных севооборотах. М., 1951.
7. Изучение микроклимата в Эстонской ССР. Информационное письмо № 4 (47). Таллин, 1970.
8. Каринг П. Х. Некоторые особенности радиационного режима многолетних трав в условиях Эстонской ССР.—«Труды ГГО», 1970, вып. 264.
9. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоздат, 1967.
10. Купченко Г. С. Некоторые биометрические характеристики озимых культур.— Труды ГГО, 1968, вып. 299.
11. Мяги Х. Определение зеленой площади фитоэлементов в посевах ячменя по эффективному растению.—«Сб. научных трудов Эстонской СХА», 1971, вып. 67.
12. Мяги Х., Росс Ю. Фотометрические характеристики и фотосинтетическая продуктивность ячменя. 1. Агрометеорологическая характеристика и геометрическая структура посева.— В кн.: Фотосинтетическая продуктивность растительного покрова. Тарту, Изд. АН ЭССР, 1969.
13. Мязгалу Х. И. Формирование урожая многолетних трав в зависимости от азотного и водного питания на осушенных минеральных почвах в условиях Эстонии.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеоздат, 1969.
14. Мязгалу Х. И., Каринг П. Х. Особенности вертикального распределения биомассы в посевах многолетних трав.—«Труды ГГО», 1972, вып. 288.
15. Ничипорович А. А. Фотосинтетическая деятельность растений в посевах. М., Изд. АН СССР, 1961.
16. Росс Ю. К., Власова М. П. Биометрическая характеристика и динамика развития кукурузы.— В кн.: Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности. М., «Наука», 1966.
17. Росс Ю., Росс В. Вертикальное распределение листовой поверхности в посевах.— В кн.: Фотосинтетическая продуктивность растительного покрова. Тарту, Изд. АН ЭССР, 1969.
18. Сау А., Вийральт Р. Результаты дождевания культурных пастбищ.—«Сб. научных трудов Эстонской СХА», 1968, вып. 42.
19. Тимошеико Г. Л. О фитометрической характеристике растительного покрова озимой пшеницы.— «Труды УкрНИГМИ», 1969, вып. 90.
20. Тоомре Р. И. Долголетние культурные пастбища. М., «Колос», 1966.
21. Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд. АН СССР, 1963.
22. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеоздат, 1968.
23. Aamisepp I. Kuivendatud maade kasutamises. Maaparandus. Teaduslik tehnilist informatsiooni.— ENSV Põllumajanduse Ministeeriumi Teaduslik tehniline Informatsiooni Valitsus. Tallinn, 1971.
24. Juhanson I. Viisaastak — mõtted, plaanid, teod.— „Sotsialistlik põllumajandus”, 1971, nr. 4.
25. Sau A., Viiralt R. Kultuurkarjamaade niisutamise efektiivsusest.— „Sotsialistlik põllumajandus”, 1971, nr. 18.
26. Soovik E. Mitmesuguse intensiivsusega kuivendatud ajutiselt liigniiskete maade saagikusest 1969.— ENSV Põllumajanduse Ministeeriumi Teaduslik—tehnilise Informatsiooni Valitsus. Tallinn, 1971.

## ВЛИЯНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПОЧВ НА ХОД ВЕГЕТАЦИИ И ПРОДУКТИВНОСТЬ НЕКОТОРЫХ ЛУГОВЫХ СООБЩЕСТВ

Настоящая статья основана на наблюдениях, проводимых на научно-опытной станции Ботанического института им. В. Л. Комарова АН СССР в Отрадном (Карельский перешеек Ленинградской области) для изучения ритма и закономерностей биопродукционного процесса в наиболее распространенных типах лугов Северо-Запада лесной зоны.

Объектом исследования являются близкие по флористическому составу сообщества: мелкозлаково-разнотравное на тяжело-суглинистых и разнотравно-мелкозлаковое на песчаных и супесчаных дерново-подзолистых почвах. Опытные участки на тяжело-суглинистых почвах представлены в двух вариантах — косимом и некосимом (с 1955 г.).

Задача данной статьи — показать на фактическом материале наблюдений с начала мая до середине октября 1969 г. степень зависимости состава, структуры, продуктивности и хода вегетации травостоя названных выше сообществ от механического состава, влагообеспеченности и температурного режима почвы, а также от различий в мерах воздействия на травостой.

Термический режим почвы изучался с помощью стандартных метеорологических приборов — дистанционной установки М-54 и термометров Савинова для измерения температуры почвы на глубинах, а также срочных, максимальных и минимальных напочвенных термометров. Характеристики метеорологического режима неоднородных по механическому составу почв опытных луговых участков получали путем соответствующей расстановки приборов в песчаной и тяжело-суглинистой почве. На опытных луговых участках в однородных по механическому составу почвах (тяжелый суглинок) были поставлены термометры Савинова под косимым и некосимым (с 1955 г.) лугом. Наблюдения 1969 г. включали измерения влажности почвы, выполняемые обычным термостатно-весовым методом. Количественные результаты определения влажности почвы представлены в табл. 1. При пересчете процентного содержания влаги в миллиметры были использованы характеристики объемного веса и влажности завядания, любезно предоставленные нам И. В. Игнатенко. Наряду с инструментальными измерениями увлажнение верхнего горизонта почвы оценивалось визуально.

Таблица 1

## Влажность почвы по слоям в 1969 г.

Тип почвы	Дата наблюдений	Слой почвы, см			
		0—10	0—20	0—50	0—100
Содержание общей влаги, мм					
Песок	12 VI	19,7	39,1	97,7	245,4
Тяжелый суглинок		22,4	48,4	150,8	262,3
Песок	14 VII	21,9	39,7	86,9	
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		34,7	63,5	162,5	
Тяжелый суглинок <sup>2</sup>		19,8	38,4	128,3	
Песок	30 VII	17,3	35,2	78,0	
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		28,6	54,6	154,6	
Тяжелый суглинок <sup>2</sup>		21,9	43,0	132,2	
Песок	10 X	26,0	50,2	149,5	314,7
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		53,4	85,4	201,0	323,0
Запасы продуктивной влаги, мм					
Песок	12 VI	14,5	28,1	76,0	153,7
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		15,3	32,0	113,0	138,5
Песок	14 VII	16,9	29,0	65,4	
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		27,5	48,2	127,5	
Тяжелый суглинок <sup>2</sup>		12,5	23,1	92,5	
Песок	30 VII	12,2	24,3	56,6	
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		21,5	39,4	118,9	
Тяжелый суглинок <sup>2</sup>		14,5	27,2	95,8	
Песок	10 X	21,0	39,7	128,2	220,3
Тяжелый суглинок <sup>1</sup>		46,2	70,2	165,6	195,0

<sup>1</sup> Участок косимого луга.<sup>2</sup> Некосимый участок.

Тепловой режим почв является одним из факторов, характеризующих условия внешней среды произрастания растений. Согласно теории возникновения микроклиматических различий [5, 6] наиболее значительная неоднородность термического режима легких и тяжелых по механическому составу почв пахотного слоя наблюдается в периоды ясной погоды, в пасмурную погоду различия в прогревании легких и тяжелых почв практически исчезают. Поэтому прежде всего проводился анализ данных за периоды малооблачной ясной погоды.

В табл. 2 приведены данные за сутки с преобладанием малооблачной погоды. Колебание разностей по абсолютной величине определяется неравномерностью увлажнения легких и тяжелых почв. К моменту возобновления вегетации теплофизические параметры легких и тяжелых почв оказываются весьма близкими, так как этому периоду, как правило, весьма свойственно повышенное влагосодержание почв (6 и 7 мая максимальная величина разности температуры в среднем по профилю почвы составляла 1°С). Равномерность увлажнения почвенного профиля способствовала вы-

Таблица 2

## Максимальные разности температуры песчаной и тяжело-суглинистой почвы в 1969 г.

Глубина, см	Дата наблюдений								
	6 V	7 V	11 VI	12 VI	25 VI	15 VII	31 VII	1 VIII	12 X
10	1,4	1,2	3,5	3,4	2,7	1,0	1,9	2,0	-0,4
20	1,2	1,1	3,4	3,3	2,6	1,4	2,5	2,5	-0,3
40	0,8	1,0	2,6	2,5	2,0	1,3	2,2	2,2	-0,3
80	0,7	0,7	1,4	1,7	1,5	1,4	1,0	1,0	-0,3

равниванию различий в суточном ходе температуры легких и тяжелых почв с глубиной. Более быстрое просыхание песчаной почвы сказалось на увеличении максимальной разности температуры между песком и тяжелым суглинком к 11—12 июня по всему почвенному профилю, в особенности в слое 0—20 см.

Величина разностей температуры колеблется под влиянием атмосферного увлажнения. Так, после выпадения осадков с 10 по 14 июля в количестве 10,2 мм эти значения уменьшились до 1—1,5° С, а дальнейшее увеличение разностей к 31 июля — 1 августа связано с просыханием почв за предшествующий период малооблачной погоды. Максимальные разности и изменение их во времени уменьшаются с глубиной: на уровне 10 см разность температур достигает 3,5° С, а на 80 см только 1,7° С (табл. 2).

В сентябре 1969 г. количество выпавших осадков составило 136 мм, что нашло отражение в увеличении влагосодержания почв и способствовало уменьшению неоднородности термического режима почв. К концу вегетации, вследствие большей теплоаккумуляции, тяжелые почвы становятся теплее легких, и знак разности по всему профилю почвы меняется на отрицательный.

В суточном ходе в течение весенне-летнего периода песчаные почвы теплее тяжелых суглинков (табл. 3). В первую половину вегетации суточный ход разностей невелик, максимум его определяется временем установления максимальной температуры в почве и испытывает сдвиг во времени с глубиной. Со второй половины вегетации суточный ход разностей сглаживается. К концу вегетации тяжело-суглинистые почвы становятся теплее песчаных, разности в течение суток имеют отрицательный знак, однако абсолютная величина их мала (рис. 1).

Существенное влияние на температуру почвы оказывает растительный покров. Плотный, хорошо развитый травостой некоего луга способствует уменьшению притока тепла к поверхности почвы, затеняя ее, препятствует охлаждению в ночные часы, вызывает увеличение расхода влаги через транспирацию и уменьшение влагосодержания почвы. Определенный теплоизолирующий эффект возникает под влиянием более или менее развитого слоя дернины и мощного слоя растительных остатков (подстилки). На участке

Разности температуры песок—тяжелый суглинок на участках мелкозлаково-разнотравного луга

Дата	Время																
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	На глубине 10 см																
7 V		0,1	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,9	1,1	1,2							
12 VI					2,3	2,6	2,7	2,8	2,9	3,4	3,3	3,1	3,0	2,9	2,7		
25 VI	1,8	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,3	2,4	2,6	2,7	2,6	2,5	2,4	2,2	2,0	1,8	1,8
15 VII	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,6	0,5	0,6	0,6	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3
1 VIII	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,5	1,3	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,2
12 X		-0,3	-0,2	-0,4	-0,4	-0,4	-0,3	-0,1	0,0	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3		
	На глубине 20 см																
7 V		0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,9	0,9	1,0	1,1							
12 VI					2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,9	3,0	3,0	3,2	3,3	3,3		
25 VI	2,0	2,0	2,0	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,2	2,4	2,4	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6
15 VII	0,9	0,9	1,2	1,2	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2
1 VIII	1,9	2,0	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
12 X		-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0		

некосимого луга по профилю почвы от 5- до 20 см в течение всего периода активной вегетации температура ниже, чем на косимом участке луга.

На участке под некосимым лугом суточная амплитуда температуры почвы невелика и уменьшается с глубиной (рис. 2). Разли-

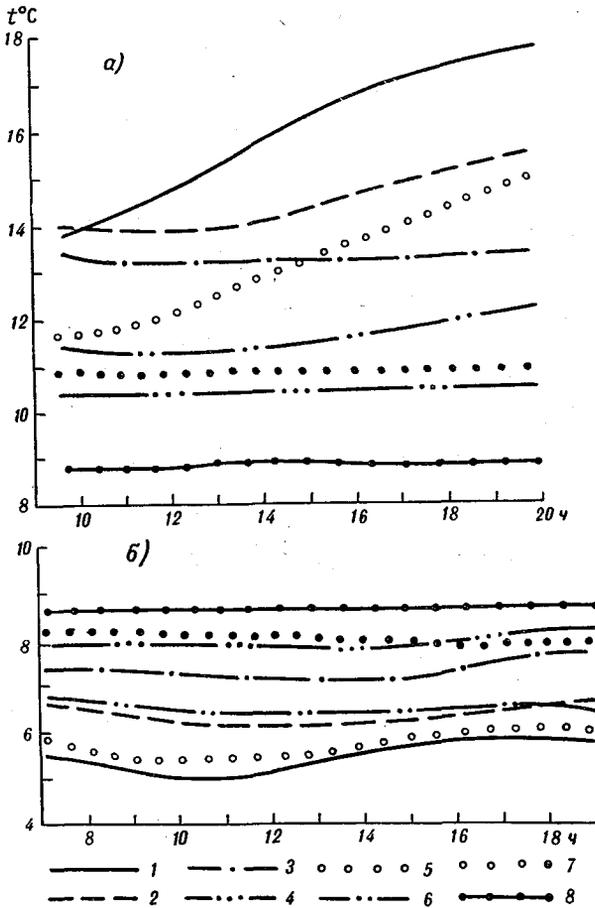


Рис. 1. Дневной ход температуры песчаной и тяжело-суглинистой почвы за 12 июня (а) и 12 октября (б).

Глубина слоя песчаной почвы, см: 1—10, 2—20, 3—40, 4—80; тяжело-суглинистой: 5—10, 6—20, 7—40, 8—80.

чия в термическом режиме почвы, возникающие под влиянием растительного покрова, существуют постоянно и в значительной степени определяются состоянием травостоя на обоих участках. Под косимым лугом почва значительно лучше прогревается, что, по-видимому, должно сказаться на биологических, физических и ряде других протекающих в ней процессов. По мнению П. И. Колоскова [2] и Л. Н. Бабушкина [1], интенсивность биохимических

процессов в растении регулируется в основном температурой. С ней теснее, чем с другими условиями внешней среды, должна быть связана скорость развития растения и интенсивность накопления органического вещества.

Тепловые свойства среды прорастания растений позволяют оценить вертикальные температурные градиенты, представляющие собой разности температуры почвы и воздуха. По терминологии, предложенной С. И. Радченко [8], вертикальный температурный градиент считается положительным, если температура почвы выше температуры воздуха, отрицательным при обратном соотношении и в условиях термического равновесия нулевым. Знак градиента

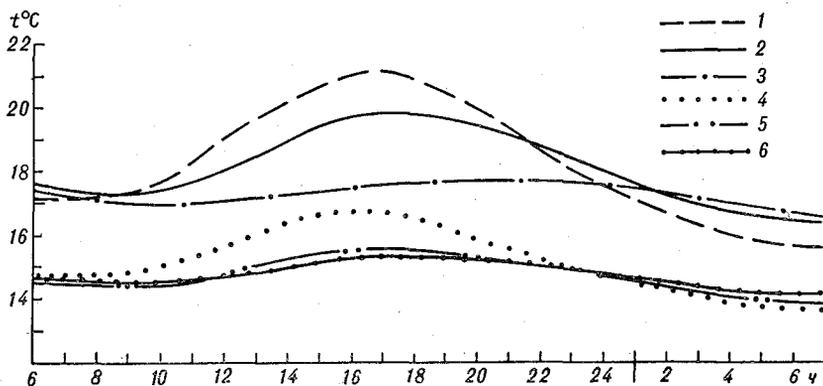


Рис. 2. Суточный ход температуры почвы на участках косого и некосимого луга за 1—2 августа.

Глубина слоя почвы на участках косимого луга (см): 1—5, 2—10, 3—20; некосимого луга: 4—5, 5—10, 6—20.

показывает направление потока тепловой энергии. Днем вертикальный температурный градиент отрицателен и по абсолютной величине на тяжелых почвах больше. Наибольшие значения его за период наблюдений были отмечены 31 июля и 1—2 августа: на тяжелых почвах более  $-9^{\circ}\text{C}$ , на легких около  $-8^{\circ}\text{C}$ . В ночные часы температурный градиент положителен. Он был наибольшим на легких почвах (максимальные значения до  $9^{\circ}\text{C}$ ). На тяжелых почвах величины положительного вертикального температурного градиента не превышали  $7,5^{\circ}\text{C}$ .

Соотношения в продолжительности периодов положительного и отрицательного градиента в отдельные дни различны. К концу вегетации градиент независимо от механического состава почвы в суточном ходе положителен, так как в это время почвы теплее воздуха за счет аккумуляции тепла. Поэтому 12 октября суточный ход вертикального температурного градиента песок — воздух составлял от  $0,0-0,1$  до  $5,1^{\circ}\text{C}$ , а для разности тяжелый суглинков — воздух от  $0,5$  до  $5,7^{\circ}\text{C}$ .

Различия в термическом режиме неоднородных по механическому составу почв существуют при отсутствии микроклиматических различий в приземном слое воздуха.

По внешнему виду и по флористическому составу травостой на опытных площадках был довольно сходным, различия определялись в основном весовыми соотношениями между компонентами. На легких почвах (песчаных и супесчаных), где выделяется одно сообщество, преобладали низовые злаки — полевица обыкновенная и душистый колосок (составлявшие соответственно 12,5 и 18,9% и 7,5 и 12% общей массы), а из видов разнотравья: манжетка горная (11,6 и 14,9%), тысячелистник (11,8 и 12,7%) и василек луговой (18,9 и 4,6%). На тяжело-суглинистых почвах доля участия низовых злаков меньше (душистый колосок — 1,2, полевица — 4,1%), а весовое обилие разнотравья заметно возросло (василек — 18,0, манжетка — 17,2, тысячелистник — 10,4, нивяник обыкновенный — 5,5 и подмаренник мягкий — 5,2%).

Травостой некосимого участка резко отличался от сенокосных вариантов по составу и строению (контролем служит соседний участок с мелкозлаково-разнотравным сообществом на тяжело-суглинистых почвах). Вследствие отсутствия сенокосного режима с 1955 г. нарушились первоначальные взаимоотношения между видами в травостое (выпадение одних и разрастание других), развитие довольно мощного слоя мертвых растительных остатков, исчезновение мохового покрова и т. п., что привело к образованию на некосимом участке совершенно иной растительной группировки по сравнению с исходной и с контролем [3]. На заповедном участке теперь доминирует верховой злак — лисохвост луговой (44,6%), сопутствуют ему чина луговая (17,6%) и подмаренник (13,4%); количество и обилие других видов очень сократилось (с 61 на контроле до 31).

Особенности почвенных условий, а также заповедность обусловили различия не только в сложении, но и в вертикальном строении растительного покрова изученных сообществ и их продуктивности. С утяжелением почвы по вариантам опыта (песок — супесь — тяжелый суглинок), а следовательно, и изменением водно-воздушных условий в сторону их ухудшения происходит также изменение агроботанического состава травостоя (рис. 3). В общей массе уменьшается процент злаков и возрастает весовое обилие разнотравья при относительном постоянстве бобовых. Самый рослый (до 1 м) и сомкнутый травостой среди косимых вариантов наблюдался на участке с супесчаными почвами, по-видимому, наиболее благоприятном по своим почвенным условиям (хорошо прогреваемом и достаточно аэрируемом, с нормальным водным режимом). На нем была наибольшая (в период максимального развития) масса травостоя — 29,3 ц/га, тогда как на сходном с ним участке на несчаных почвах она равнялась 27,5 ц/га, а на тяжело-суглинистых — 14,6 ц/га, т. е. вдвое меньше, чем на более легких почвах. Там же был и наиболее низкорослый и разреженный травостой.

Как уже отмечалось, некосимый вариант к 1969 г. стал резко отличаться по сложению травостоя от контрольного участка на тех же почвах, что сильно отразилось на составе, структуре и продуктивности надземной массы (рис. 3 г). Так, сухой вес последней здесь более, чем вчетверо (61,5 ц/га против 14,6) превысил таковой при сенокосном использовании аналогичного участка. Одновременно вес отмерших частей растений был равным весу живых, тогда как на косимых участках он, естественно, оставался незначительным. Высота травостоя здесь достигла 160 см против 60 см на контроле.

Помимо наблюдений за динамикой общих запасов фитомассы, на опытных участках круглогодично ведутся фенологические на-

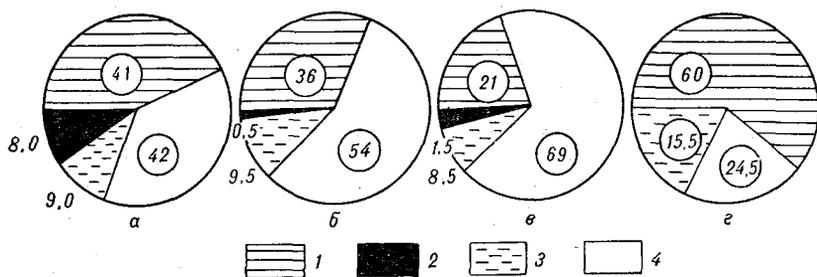


Рис. 3. Агроботанический состав надземной массы травостоя луговых опытных участков в зависимости от механического состава почв и режима использования на 7 июля.

*а* — песчаная почва, *б* — супесчаная почва, *в* — тяжелосуглинистая почва (косимый вариант), *г* — тяжелосуглинистая почва (некосимый вариант).  
Состав травостоя: 1 — злаки, 2 — осоки, 3 — бобовые, 4 — разнотравье.

блюдения [4, 7], в результате которых установлена прямая зависимость скорости развития растений от термических и водно-воздушных условий почв.

Около 65% всех компонентов травостоя с косимых вариантов опыта относится по ритму побегообразования и по характеру перезимовки к летне-зимнезеленым растениям, сохраняющим в период вынужденного зимнего покоя живые очень укороченные побеги и листья. К ним относятся: полевика, душистый колосок, чина, манжетка и многие другие виды. Остальные 35% общего количества видов составляют почти исключительно одни весенне-летне-осенне-зеленые растения, органы возобновления которых находятся или в толще мохового покрова (василек, герань лесная) или в почве (любка двулистная, клевер средний). На заповедной делянке вследствие происшедших кардинальных изменений в сложении травостоя процент растений, зимующих в зеленом состоянии, снизился до 45.

Различия феноритмического состава травостоя участков, обусловленные различиями в режимах их использования и почв, сказались на ходе вегетации травяного покрова участков. Наступ-

ление активной вегетации и ее завершение на участках с легкими, более теплыми и лучше аэрируемыми песчаными и супесчаными почвами было одновременным — в первых числах мая. Эти участки и расположены среди одного мелкозлаково-разнотравного сообщества. На косимом участке мелкозлаково-разнотравного сообщества с более холодными почвами и худшим водно-воздушным режимом активная вегетация растений задерживается на 2—3 дня, а осенью, наоборот, здесь длительность ее возрастает на несколько дней.

Эти наблюдения вполне согласуются с данными по термическому режиму почвы весной, показавшими, что тяжело-суглинистые почвы более холодны и более насыщены влагой (хуже аэрируются), чем песчаные и близкие к ним супесчаные. Осенью в сентябре—октябре тяжело-суглинистые почвы, наоборот, дольше сохраняют тепло, что отражается и на состоянии травостоя. Подготовка к зиме здесь у растений растягивается и переход к вынужденному осенне-зимнему покою замедляется. Наступление и длительность прохождения генеративных фаз у отдельных видов на обоих вариантах опыта были одинаковыми.

Особенно своеобразен ход вегетации травостоя на заповедном участке. «Холодная» суглинистая почва, рослый травостой, пропускающий мало тепла к ее поверхности, наличие мощного слоя мертвых растительных остатков (своеобразная мульча) — все это вместе взятое привело к отставанию (до 10 дней) по сравнению с контролем в отрастании растений весной. Осенью, наоборот, почвы этого участка остывали еще медленнее, чем аналогичные почвы на косимых участках. Это выразилось в очень растянутой и длительной подготовке растений к зиме. Такой замедленности также способствовали отмирающие осенью побеги летне-осенней и весенней генерации, еще не прижатые к земле, совместно со слоем мертвых растительных остатков утеплявшие в этот период верхние слои почвы. Кроме того, среди этих отмирающих и мертвых побегов и обломков растений дольше сохранялось тепло и в приземном слое воздуха.

Подводя итог выполненной работы, можно отметить следующее.

Почвенные особенности участков и прежде всего их тепловой и водно-воздушный режим в значительной степени определяют состав, строение и продуктивность растительных сообществ, а также ритм их развития в периоды весеннего отрастания и при подготовке к зиме. Наступление и длительность прохождения генеративных фаз в индивидуальном ритме развития отдельных компонентов осуществлялись одинаково независимо от почвенных условий участков. Заповедность участка на одном из вариантов опыта наиболее сильно отразилась на сложении, продуктивности и ритме развития травостоя.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин Л. Н. Метеорологические факторы и растение. Ташкент, Изд. САГУ, 1953.
2. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. М., Изд. АН СССР, 1947.
3. Макаревич В. Н. Изменение состава и строения мелкозлаково-разнотравного сообщества в зависимости от различных мер воздействия.— «Труды БИНа», 1970, сер. 3, вып. 18.
4. Макаревич В. Н. Некоторые результаты круглогодичных исследований первичной биологической продуктивности луговых растительных сообществ.— «Бот. ж.», 1971, т. 56, № 1.
5. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1967.
6. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1962.
7. Понятовская В. М., Макаревич В. Н. О фенологических наблюдениях при изучении биологической продуктивности травяных сообществ.— «Бот. ж.», 1971, т. 56, № 1.
8. Радченко С. И. Температурные градиенты среды и растения. М.—Л., «Наука», 1966.

## ФИТОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА И ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАСТЕНИЙ

Существующая система агроклиматических показателей основана на данных метеорологических наблюдений стандартной сети станций, расположенных на участках с естественной подстилающей поверхностью (трава, почва), и не отражает в полной мере действительные условия внешней среды, которые определяют рост и развитие конкретных растений. Для повышения эффективности обслуживания сельскохозяйственного производства данными о климате на ограниченной территории, крайне желательно, параллельно с учетом естественного микроклимата (рельеф, типы почв, водоемы и др.), оценить вклад фактора второго порядка — фито-климата различных сельскохозяйственных растений с учетом биологических особенностей их развития и биометрической структуры посева.

В связи с этим самостоятельный интерес представляет изучение пространственной изменчивости теплового баланса сельскохозяйственных полей на малых расстояниях, возникающей за счет структуры посева и являющейся физической основой формирования соответствующих различий в термическом режиме надземных и подземных частей конкретных растительных сообществ. Эти различия, как известно из ряда работ [4, 6, 9, 10], могут быть значительными и действуют с разным знаком днем и ночью. С удалением от поверхности растений фито-климатические различия в ресурсах тепла сильно сглаживаются за счет турбулентного перемешивания прилежащих слоев воздуха. По этой причине температура воздуха на уровне будки, а также ее суммы малоэффективны для оценки теплообеспеченности конкретных растительных сообществ и не удовлетворяют современным запросам практики.

В настоящее время по фито-климату и тепловому балансу различных сельскохозяйственных растений проведено значительное число исследований, представляющих несомненную научную и практическую ценность [1, 5, 12, 13, 14, 16, 17 и др.]. Однако сравнительно мало работ, посвященных оценке изменения структуры теплового баланса и термического режима растений на сельскохозяйственных полях в зависимости от фона, т. е. от естественной подстилающей поверхности в разных физико-географических районах.

В данной статье в продолжение ранее начатых исследований автора [8, 9, 10] ставится задача установления количественных показателей фитоклиматической изменчивости составляющих теплового баланса и, как следствие, термического режима конкретных растительных сообществ в зависимости от биологических особенностей их развития и структуры посева. Для этих целей привлечены материалы экспериментальных исследований сектора микроклимата ГГО в июне и июле 1967 г. в Калужской области (совхоз Кривское) на сельскохозяйственных полях с озимой пшеницей, картофелем и на контрольном участке с сеяной травой, которая систематически подкашивалась. Точки наблюдений находились в условиях открытого ровного места с естественным увлажнением почв. На всех участках проводился полный комплекс метеорологических наблюдений, необходимый для определения составляющих теплового баланса. Температура листьев растений, а также осредненная температура деятельной поверхности поля определялись с помощью прибора ТР-11 АФИ, термопауков ГГО и радиационного термометра конструкции ГГО. В опубликованной работе З. А. Мищенко и З. И. Николаевой [11] подробно изложены объем и методика наблюдений, характеристика погодных условий, а также особенности метеорологического режима внутри и на поверхности стеблестоя озимой пшеницы и картофеля по сравнению с участком со скошенной травой.

Остановимся кратко на биометрической характеристике посевов. Как следует из табл. 1, несмотря на большую высоту роста, площадь листовой поверхности и биомасса озимой пшеницы значительно меньше, чем у картофеля. Динамика накопления листовой поверхности и биомассы также весьма различна (рис. 1). У озимой пшеницы в период формирования репродуктивных органов, когда ростовые процессы заканчиваются и фотосинтезирующая поверхность листьев уменьшается, индекс листовой поверхности  $S$  изменяется от 1,99 в начале молочной спелости до 0,73 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>

Таблица 1

Биометрическая характеристика посевов озимой пшеницы и картофеля

Дата	Озимая пшеница				Картофель			
	Высота роста, см	Индекс листовой поверхности $S$ м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Сухой вес биомассы $B$ г/м <sup>2</sup>	Сырой вес биомассы $B_1$ г/м <sup>2</sup>	Высота роста, см	Индекс листовой поверхности $S$ м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup>	Сухой вес биомассы $B$ г/м <sup>2</sup>	Сырой вес биомассы $B_1$ г/м <sup>2</sup>
20 VI	100	1,99	81	203	31	0,83	60	655
26 VI	100	1,59	98	179	42	2,56	98	973
2 VII	110	1,39	120	216	52	3,57	158	1368
8 VII	110	0,73	79	166	56	3,1	148	1262
14 VII	—	—	—	—	60	2,53	117	993
Среднее	105	1,42	94	188	45	2,63	116	1050

к началу восковой спелости. В начале периода наблюдений максимум листовой поверхности находился на уровне  $\frac{1}{2}$  высоты растений, а в конце периода в результате интенсивного подсыхания

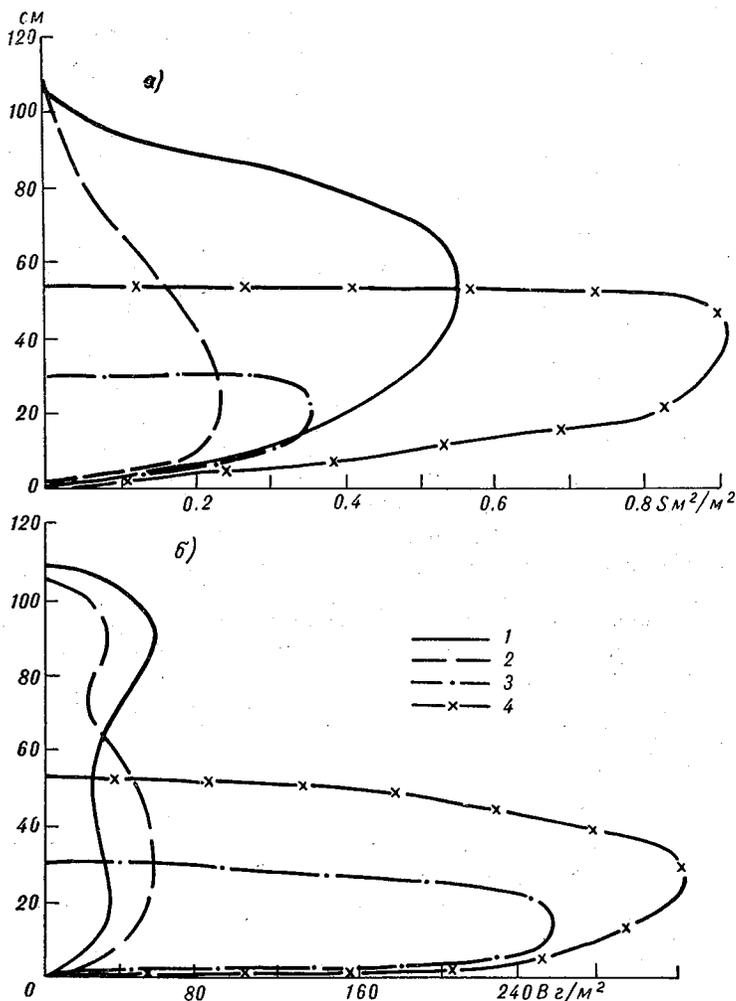


Рис. 1. Вертикальное распределение листовой поверхности (а) и сырой биомассы (б) в посевах озимой пшеницы (1, 2) и картофеля (3, 4).

1—3—20 июня; 2—8 июня; 3—8 июня; 4—2 июля.

листьев и стеблей в верхних слоях этот уровень сдвинулся к  $\frac{1}{3}$  высоты растений. Накопление биомассы происходит в основном за счет уплотнения стеблей и образования колосьев. По этой причине наблюдается два максимума накопления органического вещества: в нижнем ярусе (на уровне 15—30 см) за счет стеблей и

в верхнем (на уровне 80—100 см) — за счет колосьев. Вклад зеленых и желтых листьев незначителен.

У картофеля в соответствии с биологическими особенностями развития в период образования соцветий и цветения наблюдается интенсивное нарастание площади ботвы и биомассы надземных частей растений. Высота растений увеличилась вдвое, а индекс листовой поверхности  $S$  почти в четыре раза — от 0,83 до 3,5 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup>. В конце периода цветения, когда началось активное формирование клубней картофеля, фотосинтезирующая поверхность листьев уменьшилась. Максимум листовой поверхности в начале периода наблюдений находился на уровне  $\frac{1}{2}$ , а в конце периода на уровне  $\frac{2}{3}$  высоты растений. Накопление надземной биомассы происходило в основном за счет равноценного вклада стеблей и листьев. По этой причине максимум накопления биомассы находился примерно на 10—15 см ниже уровня наибольшего нарастания листовой поверхности, т. е. соответственно в слое 15—25 см и 25—35 см за счет уплотнения стеблей и боковых побегов.

Установленные различия в биометрической структуре посевов озимой пшеницы и картофеля обусловили существенную разницу в процессах тепло- и влагообмена, которые определяют фитоклимат конкретной культуры. Фитоклиматические различия максимально проявляются в ясную погоду со слабым ветром, поэтому ниже приводится анализ данных по тепловому балансу и температуре растений за период с малооблачной погодой и скоростью ветра днем не более 2 м/с.

Энергетической основой формирования фитоклимата является перераспределение составляющих теплового баланса внутри и на поверхности стеблестоя растительных сообществ с различной структурой посева. Уравнение теплового баланса, связывающее тепловые потоки, которые относятся ко всему сельскохозяйственному полю, можно записать в виде

$$R = LE + P + B + \Delta, \quad (1)$$

где  $R$  — радиационный баланс поля, состоящий из радиационного баланса растительного покрова и почвы;  $LE$  — затрата тепла на суммарное испарение с поля, которая включает тепло, затрачиваемое на транспирацию растений и испарение с поверхности почвы;  $P$  — турбулентный теплообмен между полем и атмосферой включающий тепло, затраченное или получаемое стеблестоем растений при турбулентном теплообмене с окружающей средой, и теплообмен между почвой и воздухом;  $B$  — тепловой поток через верхнюю границу поля, состоящий из затрат тепла, изменяющих соответственно теплосодержание биомассы растений и почвы;  $\Delta$  — тепло, выделяемое или расходуемое при биохимических процессах, происходящих в растениях или в почве.

Имеющиеся оценки показывают, что величина  $\Delta$  весьма мала по сравнению с другими членами уравнения (1). При биохимических процессах наибольшее количество энергии расходуется на фотосинтез. Расход тепла при этом обычно не превышает 2% ра-

диационного баланса, что лежит в пределах точности определений других составляющих теплового баланса. Поэтому при расчетах теплового баланса этой величиной можно пренебречь.

Радиационный баланс и основные его составляющие для поля с озимой пшеницей получены по данным прямых наблюдений. Для картофельного поля и участка со скошенной травой радиационный баланс рассчитан с учетом данных наблюдений за альбедо и расчетных величин эффективного излучения по формуле вида

$$R = (S' + D)(1 - A) - E, \quad (2)$$

где  $R$  — радиационный баланс поля;  $S'$  — прямая радиация;  $D$  — рассеянная радиация,  $A$  — альбедо поля,  $E$  — эффективное излучение. Расчет выполнен в предположении, что приходная часть радиационного баланса ( $S' + D$ ), поступающая на поверхность рассматриваемых полей и поля с озимой пшеницей, одинакова.

При расчете турбулентных потоков тепла и влаги были использованы наблюдения за радиационным балансом, температурой и абсолютной влажностью воздуха. Расчет потоков тепла и влаги выполнен по методу теплового баланса [15] в предположении постоянства этих потоков с высотой и равенства для них коэффициента турбулентного перемешивания и производился по формулам

$$P = \frac{R - B}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}} \quad [\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})], \quad (3)$$

$$LE = \frac{R - B}{1 + 0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}} \quad [\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})], \quad (4)$$

где  $\Delta T$  и  $\Delta e$  — разность температур и абсолютной влажности воздуха на двух уровнях (для скошенной травы 0,2 и 1,5 м, картофеля 0,5 и 1,5 м, для озимой пшеницы 0,8 и 2 м).

Расчет интенсивности потока тепла в почву производился по формуле Г. Х. Цейтина [18] на основе измерений температуры почвы на поверхности и разных глубинах, а также влажности почвы

$$B = \frac{c}{\tau} s \quad [\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})], \quad (5)$$

где  $c$  — объемная теплоемкость почвы;  $s$  — величина, характеризующая изменение температуры в почве на глубине  $s$  течением времени;  $\tau$  — промежуток времени, за который вычисляется среднее значение потока тепла в почве.

Под влиянием биологических особенностей растений и различий в биометрических характеристиках посева на рассматриваемых полях происходит существенное перераспределение составляющих теплового баланса. Как следует из табл. 2, различия в остаточной радиации невелики. На поле с картофелем радиационный баланс днем за счет увеличения альбедо на 3—4% и снижения эффективного излучения примерно на 6% выше в полуденные

Таблица 2

Дневной ход составляющих теплового баланса [кал/(см<sup>2</sup>·мин)] на полях с озимой пшеницей, картофелем, скошенной травой

Параметр	Часы					
	7	10	12	14	17	19
Скошенная трава						
<i>R</i>	0,17	0,59	0,74	0,78	0,48	0,19
<i>LE</i>	0,05	0,18	0,24	0,30	0,22	0,12
<i>P</i>	0,03	0,30	0,38	0,45	0,30	0,15
<i>B</i>	0,09	0,11	0,12	0,03	-0,04	-0,08
Озимая пшеница						
<i>R</i> <sub>1</sub>	0,17	0,61	0,77	0,81	0,50	0,19
<i>LE</i> <sub>1</sub>	0,07	0,29	0,36	0,44	0,30	0,14
<i>P</i> <sub>1</sub>	0,01	0,20	0,28	0,31	0,24	0,14
<i>B</i> <sub>1</sub>	0,09	0,12	0,13	0,06	-0,04	-0,09
Картофель						
<i>R</i> <sub>2</sub>	0,17	0,62	0,78	0,83	0,51	0,20
<i>LE</i> <sub>2</sub>	0,11	0,36	0,48	0,54	0,37	0,16
<i>P</i> <sub>2</sub>	0	0,17	0,20	0,22	0,16	0,08
<i>B</i> <sub>2</sub>	0,06	0,09	0,10	0,06	-0,02	-0,06
Относительные величины						
<i>R</i> <sub>1</sub> / <i>R</i>	1,0	1,03	1,04	1,04	1,04	1,0
<i>R</i> <sub>2</sub> / <i>R</i>	1,0	1,05	1,05	1,06	1,06	1,05
<i>R</i> <sub>1</sub> / <i>R</i> <sub>2</sub>	1,0	0,98	0,98	0,98	0,95	0,95
<i>LE</i> <sub>1</sub> / <i>LE</i>	1,4	1,61	1,50	1,46	1,36	1,17
<i>LE</i> <sub>2</sub> / <i>LE</i>	2,2	2,0	2,0	1,80	1,68	1,33
<i>LE</i> <sub>1</sub> / <i>LE</i> <sub>2</sub>	0,63	0,80	0,75	0,81	0,81	0,87
<i>P</i> <sub>1</sub> / <i>P</i>	0,33	0,67	0,74	0,69	0,80	0,93
<i>P</i> <sub>2</sub> / <i>P</i>	0	0,57	0,53	0,49	0,53	0,58
<i>P</i> <sub>1</sub> / <i>P</i> <sub>2</sub>	0	1,18	1,40	1,41	1,50	1,75
<i>B</i> <sub>1</sub> / <i>B</i>	1,0	1,09	1,08	2,0	1,0	1,12
<i>B</i> <sub>2</sub> / <i>B</i>	0,67	0,82	0,83	2,0	0,5	0,75
<i>B</i> <sub>1</sub> / <i>B</i> <sub>2</sub>	1,50	1,33	1,30	1,0	2,0	1,50

часы, чем на контрольном участке со скошенной травой. Радиационный баланс на поле с озимой пшеницей за счет снижения эффективного излучения в среднем на 4% выше, чем на участке со скошенной травой.

Наиболее чувствительны к микроклиматической изменчивости, возникающей на малых расстояниях за счет различий в структуре посева, такие составляющие теплового баланса, как затрата тепла на испарение и турбулентный теплообмен. На участке со скошенной травой основную расходную часть баланса составляет турбулентный теплообмен между деятельной поверхностью и воздухом, что характерно и для естественной подстилающей поверхности

в условиях центральных районов ЕТС в сравнительно засушливые годы. На полях с озимой пшеницей и картофелем большая часть радиационного тепла, поступающего на поверхность растительного покрова, расходуется на суммарное испарение с поверхности растений и почвы. В период перехода от молочной спелости к восковой, когда основная энергия растений направлена на перекачку пластических веществ в колосья, на поле с озимой пшеницей при  $S_{\text{ср}} \approx 1,42 \text{ м}^2/\text{м}^2$  затрата тепла на суммарное испарение в полуденные часы на 40—50% больше, чем на поле со скошенной травой. Еще большую величину эти различия имеют на картофельном поле с более мощной интенсивно транспирирующей биомассой растений, где при  $S_{\text{ср}} \approx 2,63 \text{ м}^2/\text{м}^2$  затрата тепла на суммарное испарение в полуденные часы может быть почти вдвое больше, чем на участке со скошенной травой.

Если обратиться к анализу данных по  $LE$  и запасам продуктивной влаги  $W$ , то можно увидеть на первый взгляд некоторое противоречие (рис. 2). Именно, на поле с картофелем при мощной биомассе растений следовало ожидать максимального расхода влаги и соответственно уменьшения влагозапасов в почве. Но, видимо, в условиях достаточного увлажнения, когда расход влаги почти не лимитируется ее запасом, мощная биомасса растений защищает почву от перегрева и потери влаги. На картофельном поле затенение почвы в конце периода наблюдений составляло 80—90%, испарение происходило в основном за счет транспирации растений и запасы влаги в почве были в 2,5—4 раза больше, чем на участке со скошенной травой. На поле с озимой пшеницей при затененности почвы не более 60% имело место суммарное испарение с поверхности почвы и растений, в результате чего запасы влаги  $W$  оказались заметно меньше, чем на поле с картофелем, и в 1,5—2 раза больше, чем на участке со скошенной травой. Запасы продуктивной влаги на поле со скошенной травой были незначительными и определялись интенсивностью физического испарения с сильно перегретой поверхности почвы.

Обратные соотношения имеют место при рассмотрении дневного хода турбулентного теплообмена между полем и атмосферой. Именно, на полях с озимой пшеницей и картофелем, где основное тепло расходуется на суммарное испарение, абсолютные значения  $R$  в полуденные часы соответственно на 30 и 50% меньше, чем на участке со скошенной травой.

Поток тепла в почву на рассматриваемых полях по абсолютной величине составляет небольшую часть радиационного баланса и имеет некоторую тенденцию к уменьшению на картофельном поле.

Если обратиться к анализу сумм тепла за день, а также соотношений составляющих теплового баланса, то можно видеть, что на контрольном участке со скошенной травой на турбулентный теплообмен с воздухом расходуется более 54% тепла, поступающего на поверхность поля, в то время как затрата тепла на испарение не превышает 37% от  $R$  (табл. 3). На поле с озимой пшеницей при  $S_{\text{ср}} = 1,42 \text{ м}^2/\text{м}^2$  расходуется 53% радиационного тепла

Таблица 3

Дневные суммы тепла [кал/(см<sup>2</sup>·мин)] и соотношения между ними на полях с озимой пшеницей, картофелем и скошенной травой

Культура	<i>R</i>	<i>LE</i>	<i>P</i>	<i>B</i>	<i>LE/R</i>	<i>P/R</i>	<i>B/R</i>	<i>LE/P</i>
Озимая пшеница ( <i>S</i> =1,42 м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup> )	427	226	161	40	0,53	0,38	0,09	1,40
Картофель ( <i>S</i> =2,63 м <sup>2</sup> /м <sup>2</sup> )	435	281	116	38	0,64	0,27	0,09	2,42
Скошенная трава	409	153	220	36	0,37	0,54	0,09	0,70

на суммарное испарение с поверхности растений и почвы и только 38% от *R* расходуется на турбулентный теплообмен с окружающим воздухом. На картофельном поле, образующем мощную интенсивно транспирирующую биомассу растений при  $S_{\text{ср}}=2,63 \text{ м}^2/\text{м}^2$ , примерно 64% радиационного тепла расходуется на суммарное испарение, а турбулентный теплообмен составляет только 27% от *R*. Поток тепла в почву в сумме за день мало различается по культурам и составляет не более 9% от *R*.

Суммарным показателем изменчивости структуры теплового баланса в зависимости от биометрических характеристик посева и биологических особенностей развития растений является отношение затрат тепла на испарение к турбулентному теплообмену *LE/P*. На поле со скошенной травой, где биомасса растений ничтожно мала, основное радиационное тепло расходуется на турбулентный теплообмен с окружающим воздухом, и поэтому показатель *LE/P* меньше единицы. При индексе листовой поверхности 1,42 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> на поле с озимой пшеницей затраты тепла на суммарное испарение за день значительно превышает расход тепла на турбулентный теплообмен с воздухом и *LE/P*=1,4. На картофельном поле при индексе листовой поверхности 2,63 м<sup>2</sup>/м<sup>2</sup> тепло, расходуемое на суммарное испарение с интенсивно транспирирующей биомассы растений, сильно возрастает и превосходит почти в 2,5 раза затраты тепла на турбулентный теплообмен. Полученные данные о взаимозависимости показателей *S* и *LE/P* согласуются с ранее опубликованными автором [10] аналогичными данными для сорго и хлопчатника. Это позволяет сделать вывод о том, что индекс листовой поверхности, так же как и биомасса растений, могут служить количественными показателями возможных изменений в структуре теплового баланса на сельскохозяйственных полях.

Выявленные изменения составляющих теплового баланса под влиянием различий в биометрической структуре посева являются физической основой формирования всех метеорологических элементов на сельскохозяйственных полях вообще и теплового режима растений в особенности.

Для количественной оценки радиационного нагрева деятельной поверхности растительного покрова на рассматриваемых полях по

сравнению с воздухом на уровне будки применен расчетный метод, предложенный М. И. Будыко [2] в пятидесятых годах и основанный на использовании уравнения теплового баланса

$$\theta_w - \theta = \frac{R - LE - B}{\rho c_p D + 4s \sigma \theta^3}, \quad (6)$$

где  $R$  — радиационный баланс;  $LE$  — затраты тепла на испарение,  $B$  — теплообмен в почву,  $\rho$  — плотность воздуха,  $D$  — интегральный коэффициент турбулентной диффузии, принятый равным от 0,6 до 1,5 см/с с учетом дневного хода;  $c_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $s$  — коэффициент, характеризующий свойства излучающей поверхности, принятый равным 0,95,  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана.

Таблица 4

Расчетная температура деятельной поверхности полей с озимой пшеницей  $\theta_{w_1}$ , картофелем  $\theta_{w_2}$ , скошенной травой  $\theta_w$

Параметр	Часы					
	7	10	12	14	17	19
Абсолютные величины						
$\theta_{w_1}$	14,4	27,9	32,2	34,7	31,6	27,1
$(\theta_{w_1} - \theta_B)$	0,4	7,6	10,7	11,9	9,2	5,4
$\theta_{w_2}$	14,0	27,0	29,5	31,2	29,5	26,0
$(\theta_{w_2} - \theta_B)$	0	6,8	7,7	8,0	6,1	3,8
$\theta_w$	14,9	32,2	37,1	42,1	32,8	26,1
$(\theta_w - \theta_B)$	1,2	11,5	15,0	19,2	9,2	3,8
Относительные величины						
$\theta_{w_1}/\theta_w$	0,97	0,86	0,87	0,83	0,96	1,04
$\theta_{w_2}/\theta_w$	0,94	0,84	0,80	0,74	0,90	1,0
$\theta_{w_1}/\theta_{w_2}$	1,03	1,03	1,09	1,11	1,07	1,04

Как следует из табл. 4, наибольший нагрев деятельной поверхности по сравнению с воздухом на уровне будки имеет место на участке со скошенной травой, где в полуденные часы разность  $\theta_w - \theta$  достигает 16—19°С. На поле с озимой пшеницей, где растительный покров не был сомкнут, нагрев его, включая незатененные участки почвы, был значителен и составлял в полуденные часы 10—12°С. На картофельном поле с мощной интенсивно транспирирующей биомассой растений расход тепла на турбулентный теплообмен с прилежащим воздухом существенно снижается, что обеспечивает соответствующее уменьшение разности  $\theta_w - \theta$  до 6—8°С в полуденные часы. В табл. 4 даются коэффициенты изменения  $\theta_w$  в дневном ходе на озимой пшенице и картофеле по сравнению

с фоном, т. е. со скошенной травой. Зная фоновую величину  $\theta_w$  в заданный час, можно вычислить соответствующие значения температуры деятельной поверхности поля для любой из рассматриваемых культур по следующим формулам:

$$\theta_{w1} = \theta_w \gamma_1; \quad \theta_{w2} = \theta_w \gamma_2$$

$$\text{где } \gamma_1 = \frac{\theta_{w1}}{\theta_w}; \quad \gamma_2 = \frac{\theta_{w2}}{\theta_w}.$$

Полученные данные являются первой попыткой количественной оценки возможных различий в нагреве деятельной поверхности за счет структуры посева по сравнению с фоном, т. е. с естественной подстилающей поверхностью. Вместе с тем следует отметить, что точность расчета по формуле (6) в дальнейшем может быть повышена за счет уточнения таких параметров, как  $D$  и  $s$ .

Об изменении основных компонент теплового баланса и разности температур растительного покрова и воздуха над ним можно судить по данным рис. 2, где совмещены две формы зависимости параметров  $LE$  и  $P$  с  $R$ , а также  $P$  с  $\theta_w - \theta$  для рассматриваемых полей. В зависимости от индекса листовой поверхности и мощности биомассы растений наблюдаются значительные различия в величинах  $LE$ ,  $P$  при мало различающихся значениях радиационного баланса. С левой стороны рисунка показаны возможные изменения разности  $\theta_w - \theta$  в дневном ходе в зависимости от параметра  $P$  при заданных значениях  $LE$ . При возрастании радиационного баланса в дневном ходе от 0,1 до 0,85 кал/(см<sup>2</sup>·мин) затрата тепла на испарение изменяется на скошенной траве от 0,05 до 0,27 кал/(см<sup>2</sup>·мин), на поле с озимой пшеницей соответственно от 0,1 до 0,46 кал/(см<sup>2</sup>·мин) и на картофеле — от 0,1 до 0,53 кал/(см<sup>2</sup>·мин). При тех же значениях радиационного баланса турбулентный теплообмен и соответственно разность  $\theta_w - \theta$  изменяются: на скошенной траве от 0,07 до 0,43 кал/(см<sup>2</sup>·мин) и от 2 до 18°С; на озимой пшенице — от 0,05 до 0,30 кал/(см<sup>2</sup>·мин) и от 2 до 12°С; на картофеле — от 0 до 0,23 кал/(см<sup>2</sup>·мин) и от 0 до 8°С.

В заключение остановимся подробнее на рассмотрении теплового режима надземных частей растений озимой пшеницы и картофеля, полученного по данным прямых измерений на листьях растений, различно ориентированных к Солнцу. Наблюдения проводились в верхнем ярусе, к которому отнесена верхняя треть высоты растения; в среднем ярусе, соответствующему уровню  $\frac{2}{3}$  высоты растения; в нижнем ярусе, который охватывает уровень  $\frac{1}{3}$  высоты растений.

Как следует из табл. 5, при всех экспозициях по отношению к солнцу листья нижнего яруса теплее среднего и верхнего. Вертикальный градиент температуры растений максимально проявляется для листьев, ориентированных перпендикулярно солнечным лучам, и может достигать в полуденные часы в стеблестое картофеля 1,5°С, а в посеве озимой пшеницы 2—2,5°С.

Полученные данные о вертикальном градиенте температуры листьев растений нам представляются новыми, и они нуждаются в дальнейшем исследовании как на разных группах растений, так и в различных зонах увлажнения. Несомненно, что изменение тем-

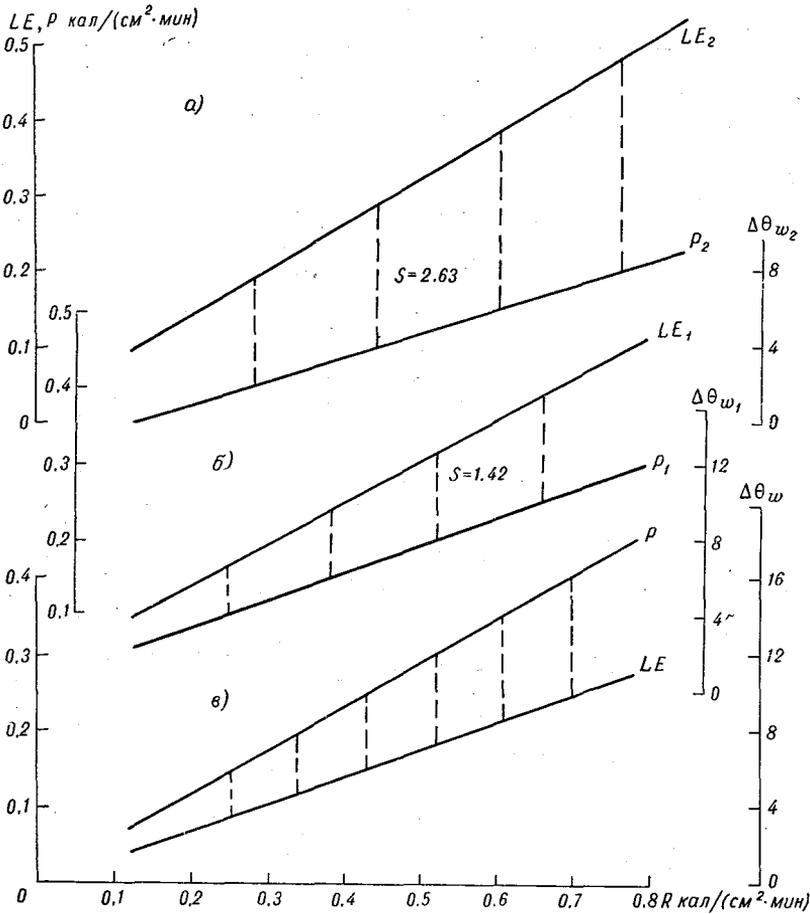


Рис. 2. Изменение составляющих теплового баланса и расчетной разности температур растительного покрова и воздуха над ним  $\theta_w - \theta$  на полях с картофелем (а), озимой пшеницей (б) и скошенной травой (в).

пературы листьев растений внутри стеблестоя может быть значительным и это необходимо учитывать в агроклиматических расчетах, связанных с оценкой теплообеспеченности конкретных растительных сообществ, а также в физических схемах теплового режима растительного покрова [3, 7].

Если обратиться к рис. 2, где показаны возможные различия в температуре листьев, по-разному ориентированных к солнцу, и температуры воздуха на стандартной высоте будки, то можно

Таблица 5

Дневной ход температуры листьев растений, различно ориентированных к солнцу

Часы	$T_B$	$\perp \odot$			$< \odot$		Тень		Среднее		
		Ярусы									
		верхний	средний	нижний	верхний	нижний	верхний	нижний	верхний	нижний	

## Озимая пшеница

7	13,8	18,3	16,9	15,4	16,1	15,2	14,6	14,5	16,3	15,0
10	20,0	23,3	24,0	25,1	22,3	23,3	21,1	21,8	22,2	23,4
12	21,4	26,2	26,3	28,6	25,3	26,7	22,6	23,4	24,7	26,2
14	22,8	26,9	28,0	29,2	26,6	27,2	24,1	24,8	25,9	27,1
17	23,6	26,1	26,9	28,4	24,7	25,5	23,6	24,2	24,8	26,0
19	21,4	22,2	22,4	22,6	21,2	21,4	20,9	21,1	21,4	21,7

## Картофель

7	13,7	17,9	16,7	15,9	15,9	15,2	14,6	14,5	16,1	15,2
10	20,1	22,6	23,3	24,1	21,3	22,4	20,8	21,7	21,6	22,7
12	21,7	24,6	25,4	25,8	23,7	24,6	22,7	23,3	23,7	24,6
14	23,0	25,6	26,2	27,1	24,9	25,4	23,6	24,4	24,7	25,6
17	23,4	25,2	25,6	26,2	24,5	25,3	24,0	24,2	24,6	25,8
19	22,2	22,4	22,6	22,9	21,8	22,5	21,9	22,1	22,0	22,5

Озимая пшеница ( $\theta_{л} - \theta_{в}$ )

7	4,5	3,1	1,6	2,3	1,4	0,8	0,7	2,5	1,2
10	3,3	4,0	5,1	2,3	3,3	1,1	1,8	2,2	3,4
12	4,8	4,9	7,2	3,9	5,3	1,2	2,0	3,3	4,8
14	4,1	5,2	6,4	3,8	4,4	1,3	2,0	3,1	4,3
17	2,5	3,3	4,8	1,1	1,9	0,0	0,6	1,2	2,4
19	0,8	1,0	1,2	-0,2	0,0	-0,5	-0,3	0,0	0,3

Картофель ( $\theta_{л} - \theta_{в}$ )

7	4,2	3,0	2,2	2,2	1,5	0,9	0,8	2,4	1,5
10	2,5	3,2	4,0	1,2	2,3	0,7	1,6	1,5	2,6
12	2,9	3,7	4,1	2,0	2,9	1,0	1,6	2,0	2,9
14	2,6	3,2	4,1	1,9	2,4	0,6	1,4	1,7	2,6
17	1,8	2,2	2,8	1,1	1,9	0,6	0,8	1,2	2,4
19	0,2	0,4	0,7	-0,4	0,3	-0,3	-0,1	-0,2	0,3

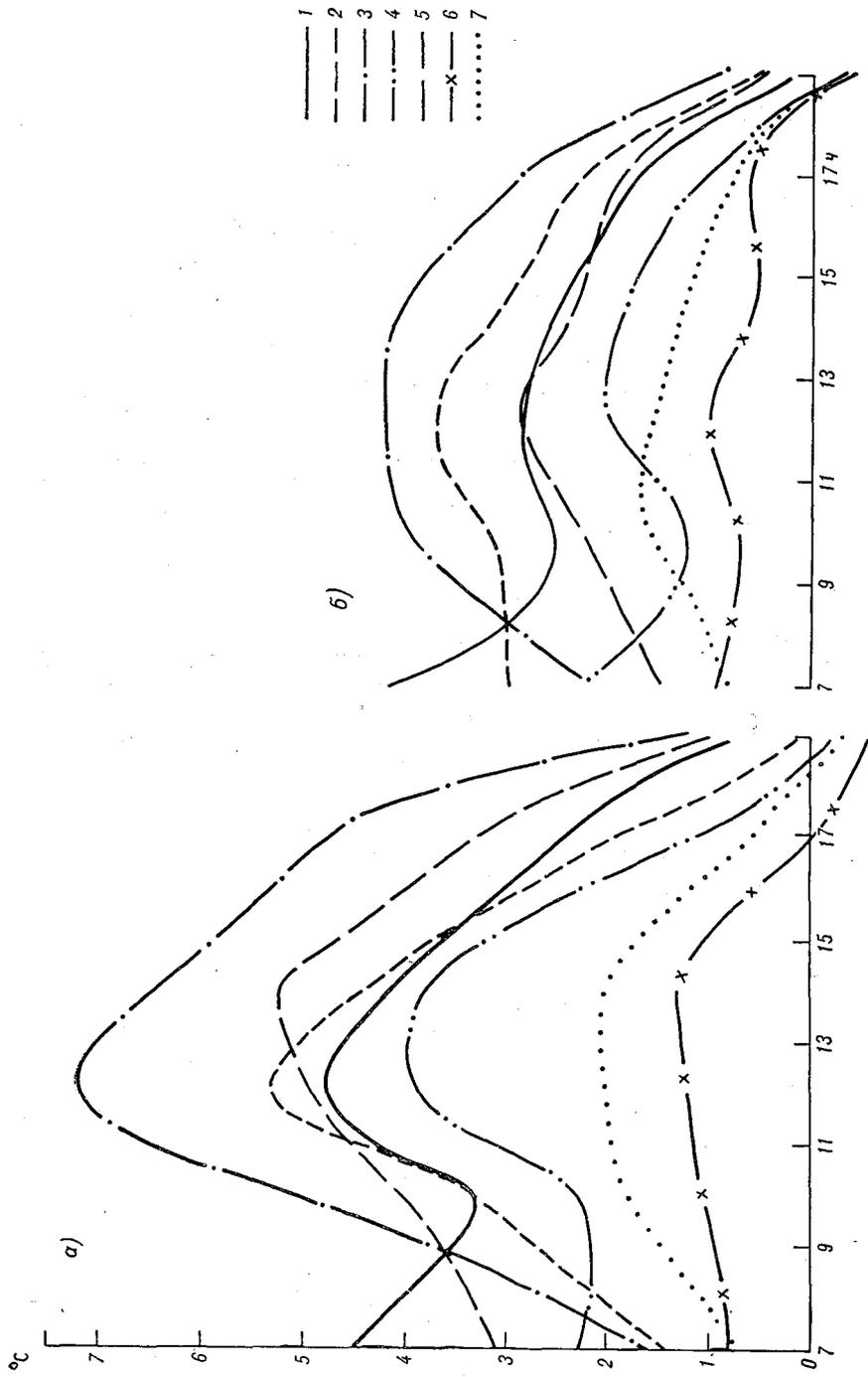


Рис. 3. Разность температур «лист — воздух» в посевах озимой пшеницы (а) и картофеля (б) при различной ориентации листьев к солнцу.  
 Ярусы и ориентация к солнцу: 1 — верхний, ⊥ ⊙; 2 — нижний, ⊥ ⊙; 3 — нижний, ⊥ ⊙; 4 — верхний, ⊥ ⊙; 5 — средний, ⊥ ⊙; 6 — верхний, тень; 7 — нижний, тень.

видеть следующее. В полуденные часы максимальные разности  $\theta_{\text{л}} - \theta$  наблюдаются на обеих культурах на листьях, ориентированных перпендикулярно солнечным лучам, и составляют на поле с озимой пшеницей в нижнем ярусе 6—7° С, в верхнем 4—5° С, а на картофельном поле соответственно в нижнем ярусе 4° С, в верхнем 3° С. Интересно отметить, что утром при низких высотах солнца наблюдается бо́льший нагрев листьев в верхнем и среднем ярусах. Разность  $\theta_{\text{л}} - \theta$  заметно уменьшается для листьев, ориентированных под углом к солнцу, и составляет для озимой пшеницы 4—5° С, а для картофеля 2—3° С. Внутри стеблестоя растений возможно некоторое превышение температуры листьев в тени по сравнению с температурой воздуха на уровне будки.

В заключение стоит отметить, что данные прямых измерений температуры листьев отдельных растений существенно ниже по сравнению с расчетной температурой растительного покрова (см. табл. 4, 5). Это вполне закономерно, так как деятельная поверхность поля включает в себя и участки поверхности почвы, освещенные солнцем. Кроме того, за счет ослабления тепло- и влагообмена внутри стеблестоя растений транспирация с поверхности отдельного листа в разных ярусах растения может быть выше, что обеспечивает понижение его температуры по сравнению с температурой деятельной поверхности поля. Наконец, некоторое понижение  $\theta_{\text{л}}$  возможно за счет ошибки измерений контактным методом, при котором измеряется температура не только поверхности листа, но и тонкой прослойки воздуха между датчиком и поверхностью листа. Последнее лишнее раз подтверждает необходимость создания портативных и надежных приборов, обеспечивающих с высокой точностью измерение температуры различных частей растений. Высказанные замечания не умаляют значимости выполненной работы, поскольку ценность полученных данных заключается не столько в абсолютных, сколько в относительных величинах, позволяющих оценить количественно фитоклиматическую изменчивость температуры различных частей растений и соответственно тепловые ресурсы применительно к конкретным группам растений. Результаты работы могут быть полезными в комплексном микро- и агроклиматическом районировании территорий разного масштаба с учетом неоднородностей подстилающей поверхности, в том числе растительных сообществ. Материалы данной статьи, а также ранее опубликованные работы автора позволяют перейти к обобщенной количественной оценке теплового режима растений в зависимости от структуры посева и перераспределения составляющих теплового баланса, что явится предметом дальнейших исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьева Л. М. Тепловой баланс, как фактор фитоклимата некоторых типов травянистой растительности. М., 1970 (Автореф. дисс.).
2. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеониздат, 1971.
3. Будыко М. И., Гандин Л. С. К теории теплового режима растительного покрова.—«Труды ГГО», 1968, вып. 229.

4. Давитая Ф. Ф., Мельник Ю. С. Радиационный нагрев деятельной поверхности и границы леса. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 1.
5. Жапбасбаев М. Тепловой баланс рисового поля. — «Труды ГГО», 1963, вып. 147.
6. Киракосян А. М. Значение радиационного нагрева деятельной поверхности при возделывании виноградной лозы. — «Метеорология и гидрология», 1966, № 5.
7. Менжулин Г. В. К методике расчета метеорологического режима в растительном сообществе. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 2.
8. Мищенко З. А. Микроклимат и тепловой баланс баклажанного поля в условиях орошения. — В кн.: Биологические основы орошаемого земледелия. М., «Наука», 1969.
9. Мищенко З. А. О тепловом балансе и температуре растений. — «Труды ГГО», 1966, вып. 190.
10. Мищенко З. А. Пространственная изменчивость теплового баланса в связи со структурой посева. — «Труды ГГО», 1970, вып. 264.
11. Мищенко З. А., Николаева З. И. Микроклиматическая изменчивость метеорологического режима в посевах озимой пшеницы и картофеля. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288.
12. Муминов Ф. А. Тепловой баланс и формирование урожая хлопчатника. Л., Гидрометеоздат, 1970.
13. Павлов А. В., Устенко Г. И. Тепловой баланс и радиационный режим кукурузы в посевах. — «Изв. АН СССР». Сер. геогр., 1965, № 6.
14. Раунер Ю. Л., Ананьева Л. М., Руднев Н. И. Радиационный и тепловой баланс основных естественных ландшафтов лесостепи. — В кн.: Геофизика ландшафтов. М., «Наука», 1967.
15. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеоздат, 1964.
16. Сакали Л. И. Тепловой баланс Украины и Молдавии. Л., Гидрометеоздат, 1971.
17. Федоров С. Ф. Тепловой баланс леса и поля. — «Труды ГГО», 1964, вып. 109.
18. Цейтин Г. X. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы. — «Труды ГГО», 1953, вып. 39 (101).

## ОСОБЕННОСТИ ЗИМНЕГО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДРЕНИРОВАННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВ

В соответствии с решениями майского (1966 г.) и июльского (1970 г.) Пленумов ЦК КПСС осуществляются большие работы по мелиорации земель, что способствует как общему подъему сельского хозяйства, так и увеличению производства продукции земледелия и животноводства. В результате проведения мелиоративных работ происходят изменения как в гидрологическом режиме рек, так и во влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, в микро- и агроклиматических условиях. Влияние осушительных мероприятий на водный и термический режим минеральных почв изучено недостаточно. Лишь небольшое количество работ посвящено изучению гидротермического режима осушаемых территорий, как, например [1, 2, 3, 4].

Значение дренажа можно хорошо проследить на примере озимых культур. В условиях Прибалтики озимые посевы на полях без мелиорации даже при соблюдении всех правил агротехники сильно поражаются снежной плесенью, выпреванием, вымоканием и нередко гибнут, а при наличии закрытого дренажа хорошо зимуют, дают высокие и устойчивые урожаи. Поэтому в настоящей работе мы рассмотрим особенности гидрометеорологического режима, складывающегося на дренированных минеральных почвах в зимний период. В качестве исходных используются материалы экспериментальных исследований, проведенных автором в 1969—1972 гг. на агрометстанции Добеле и на опытных вариантах мелиоративных систем Латвийского научно-исследовательского института гидрометеорологии и мелиорации, а также материалы наблюдений гидрометстанций УГМС Латвийской ССР.

В весенне-летний период дренированные почвы теплее переувлажненных. Различия в средних температурах за июнь—июль у суглинистых почв достигают 1,5—2,5°С в пахотном горизонте и 0,6—0,8°С на глубине закладки дрен (1,0—1,2 м). Осенью в связи с общим понижением температуры и увеличением влажности дренированные почвы благодаря лучшей теплопроводности охлаждаются быстрее. Температурные различия сглаживаются, и постепенно переувлажненные почвы становятся теплее во всем горизонте.

В течение всего зимнего периода температура дренированных почв значительно ниже, чем недренированных, причем максималь-

ные различия наблюдаются в наиболее интенсивные периоды выхолаживания, например 18 января и 6 февраля 1972 г. (рис. 1). Во второй период (6 февраля) среднесуточная и минимальная температуры воздуха значительно выше (табл. 1), но температура почвы ниже и различия между участками в верхнем полуметровом слое несколько сглажены. 18 января разность температуры на глубине 20 см составляла 2,5° С, на глубине 40 см 4,1° С, а 6 февраля соответственно только 1,9 и 2,8° С. Это можно объяснить значительно большей глубиной промерзания почвы во второй период. Кроме того, 6 февраля температуры ниже —15° С наблюдались лишь в течение 8 ч, в то время как в первый период среднесуточные температуры воздуха ниже —20° С удерживались с 13 января,

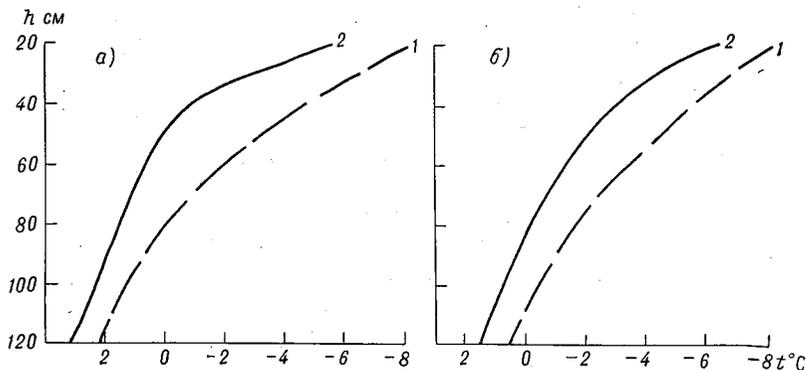


Рис. 1. Вертикальное распределение средней суточной температуры почвы в наиболее холодные периоды зимы 1971-72 г.: а — 18 января; б — 6 февраля. Агростанция Добеле, суглинок.

1 — участок дренирован; 2 — недренирован.

т. е. около 120 ч. Чем длительнее период выхолаживания и чем меньше глубина промерзания, тем больше температурные различия, возникающие под влиянием мелиорации переувлажненных почв.

Таблица 1

Среднесуточная и минимальная температура воздуха, глубина промерзания почвы

Дата	Температура воздуха		Глубина промерзания почвы, см	
	средняя	минимальная	осушенной	неосушенной
18 I	—20,0	—24,8	55	41
6 II	—11,9	—17,3	94	70

Представленные в табл. 2 среднемесячные значения температуры почвы по глубине на осушенном и неосушенном участках дают возможность проследить изменение во времени разности

между ними. К концу марта дренированные почвы во всем пахотном слое теплее недренированных, что выражается даже в среднемесячной температуре.

Таблица 2

Среднемесячная температура почвы по глубинам на осушенном (1) и неосушенном (2) участках в 1972 г. Агрометстанция Добеле, дерново-карбонатный суглинок

Участок	Глубина, см					
	20	40	60	80	100	120
Январь						
1	-3,0	-1,3	-0,1	1,0	1,8	2,4
2	-1,8	0,4	1,2	2,0	2,6	3,4
Разность	-1,2	-1,7	-1,3	-1,0	-0,8	-1,0
Февраль						
1	-2,1	-1,8	-1,3	-0,7	-0,1	0,5
2	-1,8	-1,0	-0,6	0,0	0,6	1,3
Разность	-0,3	-0,8	-0,7	-0,7	-0,7	-0,8
Март						
1	-0,6	-0,7	-0,5	-0,1	0,2	0,6
2	-0,7	-0,3	-0,2	0,2	0,7	1,2
Разность	0,1	-0,4	-0,3	-0,3	-0,5	-0,7

Температурный режим верхних горизонтов почвы на глубине 3 см также тесно связан с режимом влажности этих слоев (рис. 2). Осенью 1970 г. за период от устойчивого перехода температуры воздуха через 5° С до перехода ее через 0° С осадков выпало около 150% нормы. Поверхностные слои почвы к концу осени на недренированном поле были избыточно увлажнены, уровень грунтовых вод повысился до 30—40 см, в то время как на мелиорированном поле переувлажнение отсутствовало, грунтовые воды залежали на глубине 95—100 см.

Переувлажнение верхних слоев почвы обусловило как замедленное промерзание их, так и значительно более высокую температуру на глубине узла кущения озимой пшеницы. На участке без дренажа (рис. 2) в течение всего зимнего периода ход минимальной температуры более сглажен по сравнению с ее ходом на дренированном участке, минимальная температура здесь в среднем на 2,5—3,5° С выше, за исключением дней с интенсивными оттепелями.

За зимний период абсолютный минимум на осушенном массиве составил -7,8° С, на неосушенном только -2,6° С, разность между

ними  $-5,2^{\circ}\text{C}$ . Зима 1970-71 г. была малоснежная, высота снежного покрова не превышала 5—10 см.

В случае же более значительного накопления снежного покрова (порядка 20—30 см) температура почвы на глубине 3 см на

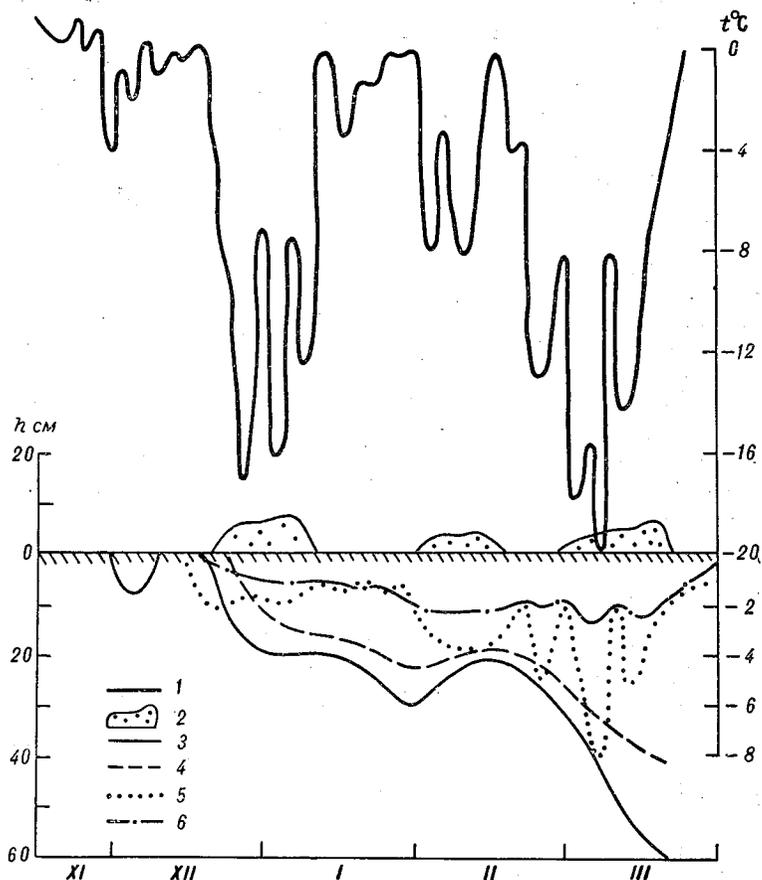


Рис. 2. Минимальная температура воздуха и почвы на глубине 3 см, высота снежного покрова и глубина промерзания почвы зимой 1970-71 г. Агростанция Добеле.

1 — минимальная температура воздуха; 2 — высота снежного покрова; 3 — глубина промерзания на дренированном поле; 4 — глубина промерзания на недренированном поле; 5 — температура почвы на глубине 3 см дренированного поля; 6 — температура почвы на глубине 3 см недренированного поля.

переувлажненных полях долгое время остается положительной, что создает резко неблагоприятные условия для перезимовки озимых культур. Так, в зиму 1969-70 г. устойчивый снежный покров установился рано — 25 ноября, под снегом даже на дренированных полях почва в течение 20 дней оставалась талой; на недренированном поле начало промерзания отмечено только в конце

декабря — начале января. По данным измерений 1 января 1970 г. температура на глубине узла кушения на дренированном участке — 4,8°С, на недренированном — 0,5°С. Зимний период 1969-70 г. характеризовался пониженным температурным режимом и был многоснежным — средняя высота снежного покрова 25—30 см удерживалась в течение 11—12 декад. Длительное пребывание растений под мощным снежным покровом истощало их. После схода снега озимые были повреждены снежной плесенью на 3—5% на осушенном и на 12—15% на недренированном полях.

Процесс промерзания почвы — результат взаимодействия многих факторов: температуры воздуха, длительности зимнего периода, высоты снежного покрова, типа почвы, рельефа, растительности, степени увлажнения почвы. Известно, что глубина проникновения в почву нулевой температуры и глубина нижней границы кристаллизации почвенной влаги различны [1]. Отрицательные температуры почвы обнаруживаются на большей глубине, чем граница мерзлой почвы. Так, по данным наших наблюдений, проведенных зимой 1971-72 г. на дренированном и недренированном участках без снежного покрова, вспаханных под зябь, оказалось, что мощность переохлажденного слоя на 7—15 см больше слоя промерзания (табл. 3). Глубина промерзания определялась мерзлотомерами Данилина, установленными рядом с почвенно-вытяжными термометрами.

Таблица 3

Глубина проникновения температуры 0°С и глубина промерзания почвы (см), ст. Добеле, суглинок, 1972 г.

Дата наблюдений	Участок	Глубина, см		Разность
		слоя с $t = 0^{\circ}\text{C}$	промерзания	
16 I	Осушен	62	47	14
	Неосушен	38	35	3
8 II	Осушен	113	98	15
	Неосушен	88	81	7

Из табл. 3 следует, что температура замерзания почвы зависит от ее влажности. Она тем ниже, чем суше почва. Следовательно, влажность почвы существенно влияет на глубину промерзания.

В течение зимних периодов 1969-70, 1970-71, 1971-72 гг. проводились параллельные наблюдения за промерзанием и оттаиванием почвы на дренированных и недренированных полях. Наблюдательные участки были расположены на расстоянии 300 м друг от друга, почва — дерново-карбонатный суглинок. Агрогидрологические константы одинаковы. Исследуемый участок был осушен в 1954 г. закрытым гончарным дренажем с глубиной закладки дрен 1,2 м и расстоянием между дренами 20 м. Глубина промерзания

определялась мерзлотомерами Данилина, установленными в двукратной повторности.

Рассматриваемые зимние периоды различались по погодным условиям. Зима 1969-70 г. — устойчиво холодная и многоснежная: отрицательные температуры удерживались в течение 3,5—4 месяцев, абсолютный минимум температуры воздуха —33,5° С, устойчивый снежный покров высотой 25—30 см отмечался в течение 11—12 декад. Предшествующая осень по степени увлажненности близка к среднепогоде.

В противоположность этому зима 1970-71 г. оказалась поздней, необычно теплой и короткой (рис. 2), осень отличалась избытком осадков, почва была сильно переувлажнена. Зима 1971-72 г. также характеризуется рядом особенностей. Предшествующий осенний период и сама зима были сухими, за декабрь—март осадки составили только 50% нормы. Большую часть января и первую декаду февраля Латвия находилась под воздействием масс континентального арктического воздуха. Температура воздуха в это время понижалась до —20, —25° С, а высота снежного покрова не превышала 3—5 см.

Таблица 4

Характеристика периода и глубины промерзания

Участок	Тип дренажа	Дата начала устойчивого промерзания	Максимальная глубина промерзания, см	Дата полного оттаивания
Зима 1969-70 г.				
Озимая пшеница	Закрытый дренаж	12 XII	78	11 IV
	Открытые каналы	13 XII	75	12 IV
Пастбище	Без дренажа	31 XII	55	14 IV
	Закрытый дренаж	18 XII	34	10 IV
	Без дренажа	28 XII	24	10 IV
Зима 1970-71 г.				
Озимая пшеница	Закрытый дренаж	20 XII	64	8 IV
	Без дренажа	22 XII	42	12 IV
Пастбище	Закрытый дренаж	22 XII	20	4 IV
	Без дренажа	25 XII	13	5 IV
Зима 1971-72 г.				
Зябь	Закрытый дренаж	30 XI	102	13 IV
	Без дренажа	1 XII	78	14 IV
Пастбище	Закрытый дренаж	31 XII	89	9 IV
	Без дренажа	5 I	68	11 IV
Плодовый сад	Гончарный дренаж		70	
	Пластмассовый дренаж		72	
	Перекрестный дренаж		76	

Так как сравниваемые пары участков расположены в непосредственной близости друг от друга, высоты снежного покрова на них практически одинаковы, различия не превышали 1—3 см. Таким образом, влияние снежного покрова исключалось.

За начало устойчивого промерзания почвы принималась дата, после которой почва ни разу не оттаивала полностью в течение 30 и более дней (табл. 4). За дату полного оттаивания принималась дата, когда почва полностью оттаяла на всю глубину.

В отличие от переувлажненных минеральных почв, на осушенных массивах начало устойчивого промерзания отмечается раньше в среднем на 3—5 дней. В случае значительного переувлажнения поверхностных слоев с осени или же раннего образования мощного снежного покрова на талой почве (как это было в 1969 г.) различия могут доходить до 10—15 дней. Еще большие различия обнаруживаются при сравнении дат первого промерзания почвы (дата, когда это явление впервые имело место). Так, в зиму 1970-71 г. первое промерзание на дренированном поле с озимой пшеницей отмечено 30 ноября, на недренированном поле промерзание началось только 23 декабря, спустя 23 дня. В зиму 1971-72 г. из-за сухости осеннего периода различия в датах первого промерзания несколько меньше — 14 дней: 11 декабря на дренированном и 25 декабря на недренированном (зять).

Сопоставление наибольших за зиму глубин промерзания во всех рассматриваемых промерах показывает значительно большую толщину мерзлого слоя на дренированных минеральных почвах по сравнению с недренированными. Большая глубина промерзания является вполне закономерной и объясняется различиями в теплоемкости и теплопроводности сухих дренированных и переувлажненных недренированных почв. Выделяющаяся при промерзании или же поглощаемая при оттаивании скрытая теплота ледообразования (около 80 кал на грамм воды) задерживает охлаждение нижних слоев и прогревание их при оттаивании, и тем самым тормозит процесс промерзания—оттаивания. Явление это, получившее название «нулевой завесы», определяется слоем, задерживающим распространение тепла и холода, особенно в более влажных или же переувлажненных почвах. Таким образом, за счет выделения скрытой теплоты ледообразования повышенное влагосодержание неосушенных минеральных почв приводит к меньшему их промерзанию по сравнению с осушенными почвами.

Для того, чтобы судить о влиянии дренажа на максимальную глубину промерзания, предлагается ввести коэффициент

$$k = \frac{h_o}{h_n},$$

где  $h_o$  и  $h_n$  — глубина промерзания на осушенном и неосушенном массиве.

По данным наблюдений получены следующие значения коэффициента  $k$  (табл. 5).

Таблица 5

Значения коэффициента  $k$ 

Зима	Участок	$k$
1969-70	Озимая пшеница	1,4
	Пастбище	1,4
1970-71	Озимая пшеница	1,5
	Пастбище	1,5
1971-72	Зябь	1,3
	Пастбище	1,3

Величина  $k$  всегда больше единицы, т. е. глубина промерзания на дренированных полях в 1,3—1,5 раза больше, чем на недренированных, причем коэффициент  $k$  не зависит от растительности, а только от степени увлажнения почвы в предшествовавший осенний период.

Так как сеть гидрометстанций не ведет параллельных наблюдений за влажностью почвы на дренированных и недренированных массивах, в качестве показателя осеннего увлажнения можно использовать суммы осадков за период от устойчивого перехода температуры воздуха через  $10^{\circ}\text{C}$  до устойчивого перехода ее через  $0^{\circ}\text{C}$  в сторону понижения. Если в сухую осень за указанный период сумма осадков составила менее 75% нормы, то  $k=1,3$ . При нормальном увлажнении и сумме осадков от 75 до 125% нормы  $k=1,4$  и, наконец, при влажной осени с суммой осадков более 125% нормы  $k=1,5$ .

Нами были рассчитаны значения  $k$  для каждого дня по данным параллельных ежедневных наблюдений за глубиной промерзания почвы в течение трех зим и для различного состояния подстилающей поверхности. Анализ полученных данных показал малую изменчивость  $k$  в различные периоды промерзания, различия не превышают  $\pm 0,1$ . По-видимому, следует ожидать некоторого увеличения коэффициента в случае высокого стояния грунтовых вод (выше 20—30 см) на недренированном поле вследствие большего количества тепла, выделяющегося при ледообразовании, по сравнению с более глубоким уровнем грунтовых вод.

Из табл. 4 следует, что различия в максимальной глубине промерзания между осушенными и неосушенными минеральными почвами значительно больше различий в глубине промерзания отдельных полей с различной интенсивностью осушения. Хотя по различным вариантам дренажа максимальная глубина промерзания мало отличается, но имеется тенденция к росту ее по мере нарастания интенсивности осушения. Наибольшее промерзание отмечается при перекрестном дренаже — на 8% больше, чем при гончарном, и на 6% больше, чем при пластмассовом. Эти наблюдения были сделаны в зиму 1971-72 г. на системах опытного пластмассового и гончарного дренажа в плодовом саду совхоза «Бауска» Бауского района.

Несмотря на значительно меньшую глубину промерзания за зиму, полное оттаивание почвы на переувлажненных полях происходит на 2—4 дня позже, но в целом длительность периода с устойчивым промерзанием практически одинакова как на осушенных, так и на неосушенных массивах.

Для оперативного гидрометобслуживания сельскохозяйственного производства необходимы сведения о промерзании почвы на полях с озимыми культурами в каждом конкретном районе. Но лишь небольшая часть гидрометстанций проводит наблюдения на полях. В большинстве случаев они ограничиваются только определением глубины промерзания на метеорологической площадке. Возникает вопрос — в какой мере данные наблюдений на метеоплощадке можно распространить на поле с озимыми культурами?

Как правило, метеорологические площадки расположены либо на суходольном лугу, либо на лугу, который временно, в осенне-зимний период, переувлажнен. Соотношение глубин промерзания на озимом поле и на метеорологической площадке для суглинистых почв определено по материалам наблюдений сети гидрометстанций Латвии. В условиях метеорологических площадок благодаря наличию изгороди и метеостановок высота снежного покрова, как правило, больше, чем в поле, что отражается на глубине промерзания почвы. Поэтому были использованы только данные при различии в высоте снежного покрова в пределах  $\pm 3$  см. Таким образом удалось выбрать 150 случаев для суходольных метеоплощадок при уровне грунтовых вод ниже 1,5 м и 100 случаев для метеоплощадок, расположенных на временно переувлажненных лугах при уровне грунтовых вод 1,5—0,5 м и выше.

Получены следующие уравнения связи:

$$y = 1,2x + 5,2, \quad (1)$$

$$y = 1,9x + 5,8, \quad (2)$$

из которых — первое действительно для метеоплощадки, расположенной на суходоле, а второе — для метеоплощадки, расположенной на временно переувлажненном лугу. В таких уравнениях  $y$  — глубина промерзания почвы на озимом поле с дренажем,  $x$  — глубина промерзания почвы на метеорологической площадке. Необходимое условие для использования их — сравнимость высот снежного покрова.

Глубина промерзания почвы на дренированном поле с озимой пшеницей существенно отличается от глубины промерзания почвы на суходольной метеоплощадке и еще больше от глубины промерзания на избыточно увлажненной площадке.

### Выводы

1. В годовом ходе отчетливо прослеживаются два периода с различными соотношениями температур почвы между осушенными и неосушенными массивами. В течение теплого периода года в Латвийской ССР дренированные почвы на 1,5—2,5°С теплее

недренированных; наоборот, в холодное время года осушенные почвы холоднее неосушенных в среднем на  $1,5-2^{\circ}\text{C}$ . В периоды интенсивных выхолаживаний температурные различия увеличиваются до  $2,5-4,0^{\circ}\text{C}$  в верхнем полуметровом слое почвы, оставаясь значительными даже на глубине закладки осушенных дрен ( $0,6-0,8^{\circ}\text{C}$ ).

Температура почвы на глубине залегания узла кущения озимых культур на дренированных почвах за исключением дней с интенсивными оттепелями в среднем ниже на  $2,5-3,5^{\circ}\text{C}$ , чем на недренированных, в отдельных случаях разность превышает  $5^{\circ}\text{C}$ .

2. Для оценки влияния дренирования на максимальную глубину промерзания почвы вводится коэффициент  $k$ , представляющий отношение глубин промерзания на осушенном и неосушенном массиве. В зависимости от увлажнения за предшествующий осенний период глубина промерзания дренированных полей в 1,3—1,5 раза больше, чем недренированных. С нарастанием интенсивности осушения увеличивается глубина промерзания, наибольшее промерзание отмечается при перекрестном дренаже — на 8% больше, чем при гончарном, и на 6% больше, чем при пластмассовом.

Начало устойчивого промерзания осушенных минеральных почв отмечается на 3—5 дней раньше, полное оттаивание их происходит также раньше на 2—4 дня, но в целом длительность периода с устойчивым промерзанием практически одинакова как на осушенных, так и на неосушенных массивах.

3. Получены уравнения связи для перехода от глубины промерзания почвы на метеоплощадке к глубине на дренированном поле с озимой пшеницей.

4. Практика показывает, что на территории Латвии вымерзания озимых посевов не наблюдается. Как правило, озимые повреждаются не низкими температурами, а слишком высокими, наблюдающимися под снегом в период зимовки, поэтому дренирование переувлажненных почв является существенной частью агрокомплекса по уходу за посевами. Гидротермический режим на осушенных минеральных почвах значительно улучшает условия для перезимовки озимых культур и многолетних трав.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Разумова Л. А. Сезонная мерзлота и влажность почвы на Европейской территории СССР.—«Труды ЦИП», 1953, вып. 051.
2. Темникова Н. С. Климат Латвийской ССР. Рига. Изд. АН ЛССР, 1958.
3. Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. Л., Гидрометеоздат, 1967.
4. Чечкин С. А. Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Л., Гидрометеоздат, 1970.

## О ТЕПЛОМ РЕЖИМЕ ПАХОТНОГО СЛОЯ ПОЧВЫ

Для характеристики теплового режима почвы в Эстонии принята температура на глубине 10 см [2, 6]. Для оценки теплового режима почвы на площади поля нужно провести измерения минимально в 4—5 точках [3] и правильно выбрать время отсчетов температуры в зависимости от суточного хода температуры почвы на разных глубинах.

В табл. 1 приведены результаты маршрутных наблюдений по температуре почвы, проведенные во время микроклиматической экспедиции Эстонской агрометеорологической лаборатории ГГО в хозяйствах Пярнуского района в мае 1971 г. Дано время наступления экстремальных температур и изменения температуры до и после наступления максимальной и минимальной температур для различных почв.

Таблица 1

Среднее время наступления экстремальных температур (максимальной — 1-я строка и минимальной — 2-я строка) на глубине 10 см на разных почвах и изменение температуры  $\Delta t$  в течение 60—90 мин

Почва	Изменение температуры				Время наступления экстремальных температур	
	средней		максимальной		среднее	пределы
	±60 мин	±90 мин	±60 мин	±90 мин		
Песок осушенный (ячмень)	-0,1	-0,4	-0,4	-0,9	18 19	17—19
Песок неосушенный (ячмень)	+0,1	+0,3	-0,3	+0,8	7 13	6—8
Легкая супесь осушенная (черный пар)	-0,1	-0,4	-0,4	-0,8	18 24	17—19
Легкая супесь осушенная (многoletняя трава)	+0,1	+0,3	+0,3	+0,7	7 52	6 30—8 30
Тяжелый суглинок осушенный (ячмень)	—	—	-0,3	-0,7	—	6—8
Глина осушенная (ячмень)	—	—	+0,2	+0,6	—	17—19
	—	—	-0,1	-0,2	—	18 30—22
	—	—	+0,1	+0,2	—	8—10
	-0,2	-0,4	-0,6	-1,0	17 37	16 30—19
	+0,1	+0,3	+0,5	+0,8	7 37	6 30—8 30
	-0,1	+0,3	-0,3	-0,6	18 22	16 30—19
	+0,1	+0,2	+0,3	+0,5	8 00	7—8 30

Для различных почв время наступления экстремальных температур изменяется в пределах  $\pm 1$  часа. Среднее наибольшее отклонение от максимальной и минимальной температуры в течение

часа не превышает  $\pm 0,2^\circ\text{C}$ , а максимальное отклонение  $\pm 0,6^\circ\text{C}$  для различных почв. В течение 60 мин в среднем отклонения находятся в пределах точности отсчета ( $\pm 0,1$ ).

При измерении теплофизических характеристик выяснилось, что самую большую теплопроводность в слое 0—10 см имеет суглинок (0,00215—0,00243 кал/(см·с·град)). За ним следуют осушенный песок (0,00204—0,00220), неосушенный песок (0,00158—1,00178), супесь (0,00148—0,00165) и глина (0,00115—0,00121).

Чем больше теплопроводность, тем скорее изменяется  $\Delta t$ .

Точки наблюдения, находившиеся на поле ячменя, можно считать равнозначными с точками на черном пару, так как влияние травяного покрова в мае не сказывается на температуре почвы.

Под многолетними травами наступление экстремальных температур на глубине 10 см опаздывает на 2 часа по сравнению с их наступлением на пару, а изменение температур во времени около экстремальных точек в 2—4 раза меньше.

Как видно из приведенных данных, измерения температуры почв при маршрутных исследованиях дают хорошие результаты, которые позволяют оценить тепловой режим площади поля достаточно точно.

Тепловой режим пахотного слоя почвы зависит от свойств верхнего слоя почвы. Наблюдения показывают, что у поверхности почвы возникает тонкий воздушно-сухой слой. Влажность в глубине почвы изменяется здесь резким скачком (табл. 2). Такие слои есть у всех почв, обработанных весной. У самых тяжелых почв толщина верхнего сухого слоя меньше, чем у легких. Толщина сухого слоя в среднем изменялась довольно медленно: в период с 28 апреля по 27 мая у песка от 0 до 3 и у глины от 0 до 2 см.

Таблица 2

Температурные градиенты  $\frac{\Delta t}{\Delta h}$  град/см, суммарная радиация  $Q$  кал/(см<sup>2</sup>·сутки), альbedo поверхности,  $A_k$ %, весовая влажность (%) по слоям песчаной почвы. Май 1971 г.

Число	Градиент температуры по слоям, см				Q	A <sub>k</sub>	Весовая влажность в слое	
	0—1	1—2,5	2,5—4	4—5,5			0—2	2—5
9	3,6	6,3	1,4	1,7	564,8	0,20	3,0	23,9
14	2,9	3,0	1,6	1,4	642,4	0,24	2,0	21,8
15	4,3	3,6	1,2	0,6	440,2	0,22	1,8	21,6
18	0,6	4,3	1,1	0,7	557,2	0,22	1,8	21,0
20	1,0	6,1	1,4	1,0	638,8	0,21	1,9	20,1
21	0,7	5,1	1,1	1,0	565,4	0,22	1,6	20,7
22	1,7	0,0	0,4	0,0	244,0	0,20	1,9	20,6
27	0,6	5,1	1,6	1,0	403,2	0,21	1,5	18,7
28	0,7	1,8	1,8	1,3	511,7	0,16	24,3	33,7
29	1,0	1,8	1,8	1,6	653,5	0,21	16,8	33,0
30	1,5	1,8	1,7	1,5	653,9	0,22	11,3	32,1
31	1,9	2,4	1,8	1,3	648,5	0,23	8,5	30,9

Если взять равные объемные веса слоя воздушно-сухой почвы и слоя под ним, то можно рассматривать изменения теплофизических свойств как функцию влажности [4].

При переходе из слоя в слой теплофизические характеристики изменяются в 2—5 раз. Тепловой поток в почву практически определяется верхним воздушно-сухим слоем, так как этот слой определяет скорость проникновения в почву поступающего на поверхность тепла. Это еще раз подтверждает и то, что мы не можем рассматривать почву гомогенной при исследовании теплового режима по сравнению с теплофизическими характеристиками [5].

Такое резкое изменение влажности должно влиять и на температуры почвы. Для исследования в почву были помещены микро-термометры ЭТМ на глубинах: 0, 1,0, 2,5, 4,0 и 5,5 см. В табл. 2 приведены градиенты температуры  $\left(\frac{\Delta t}{\Delta h}\right)$  в 13 ч на различных глубинах. Между 1 и 2,5 см происходит резкий скачок температуры, на последующих глубинах  $\frac{\Delta t}{\Delta h}$  становится относительно постоянной. Скачок температуры зависит от количества тепла, приходящего на поверхность почвы. 22 мая была пасмурная погода. Суммарная радиация равнялась 244 кал/(см<sup>2</sup>·сутки) и скачка температуры не было.

Вечером 27 мая выпало 5,8 мм осадков, что уравнивало влажность почвы и также  $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ . Однако уже после трех дней снова возникает маленький скачок  $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ . На поверхности перехода от воздушно-сухой к влажной почве должно происходить основное испарение из почвы. Продвижение линии этой поверхности в глубину зависит от поступающей тепловой энергии, от диффузии пара через воздушно-сухой слой в воздух и от скорости подъема капиллярной воды из глубины. Это обстоятельство должно определить концентрирование минеральных солей в верхние слои почвы. Этот эффект замечен некоторыми исследователями почвы [7, 8].

В разных почвах тепловые потоки мало различаются друг от друга, но разница между теплофизическими характеристиками большая [1]. Обычно теплофизические характеристики измеряются на глубине 10 см, где влажность почв различается сильно, при воздушно-сухом состоянии разных почв теплофизические характеристики их различаются мало. Но тепловой поток в почву определяется главным образом верхним воздушно-сухим слоем почвы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Теплопроводность почв разного механического состава по данным экспериментальных определений в Эстонской ССР — «Труды ГГО», 1969, вып. 248.
2. Каринг П. Х. Термический режим почв Вырусского и Пярнуского районов в весенний период. — «Информационное письмо УГМС Эстонской ССР», Таллин, 1970.

3. Инт Л. Э. Об изменчивости температуры верхнего горизонта.— «Труды ГГО», 1966, вып. 190.
4. Лехтвеер Р., Кыйва П., Инт Л. К вопросу о значении теплофизических характеристик в формировании теплового режима некоторых почв Эстонской ССР.— *Hidrometeorologiniai straipsniai, IV t. Vilnius, 1971.* («Статьи по гидрометеорологии», т. IV. Вильнюс, Изд. «Периодика», 1971.)
5. Чудиовский А. Ф., Забловская А. Г. Нахождение температурного поля в почве с учетом временного хода тепловых характеристик.— «Сб. трудов АФИ», 1969, вып. 23.
6. Haller E. *Idanemiskeskonna mõju põllukultuuride saagile.* Tallinn, 1969.
7. Gadet R., Soubies L., Fourcasie F. Remontae des nitrates dans les couches superficielles du sol on periode estivale.— «Compte aend. Acad. agric.» France 1961, 47, Nr. 16.
8. Simpson I. R. The mechanism of surface nitrate accumulation on a bare fallon soil in Uganda.— «J. Soil Sci.», 1960, 11. Nr. 1.

## О НОРМЕ ОСУШЕНИЯ И СУММАРНОМ ИСПАРЕНИИ НА МЕЛИОРИРОВАННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВАХ В ЭСТОНИИ

Согласно современным научным представлениям, физической основой мелиорации климата является воздействие на энергетические процессы, совершающиеся в приземном слое воздуха. Изменяя величину составных частей радиационного, теплового и водного балансов, можно улучшить микроклимат сельскохозяйственных полей [3, 12, 13].

На Северо-Западе СССР, в том числе и в Эстонии, где имеется большая площадь временно и постоянно переувлажненных земель, осушение является основным мелиоративным мероприятием. Осушение прежде всего влияет на гидрологический режим территории, с которым связано и изменение микроклимата. Различают следующие основные осушительные мелиорации: 1) регулирование стока и поступления избыточных поверхностных вод и 2) регулирование оттока и притока избыточных грунтовых вод. Цель их — последовательное удаление излишней влаги с полей согласно норме осушения. Последняя определяется тем режимом глубины залегания грунтовых вод, какой надо поддерживать на осушаемой площади в различные фазы развития растений как в вегетационный, так и в невегетационный периоды. Норма должна изменяться во времени, она неодинакова для разных почв и культур. В практике мелиорации такая норма устанавливается только на начало весенних полевых работ [14]. Однако в связи с расширением осушительных работ, в особенности на временно переувлажненных минеральных почвах, норма осушения начинает терять свое значение как основа проектирования осушительных систем. Дело в том, что поддержание заданной на вегетационный период глубины залегания грунтовых вод является весьма трудно выполнимой задачей в условиях отсутствия частых осадков. Например, для яровых зерновых культур наименьшие средние нормы осушения за вегетационный период как на тяжелых, так и на легких минеральных почвах составляют 50—80 см; в весенний предпосевной период нормы могут быть соответственно на 15—30 см меньше [8, 14].

В действительности, начиная с конца мая, когда у яровых только начинается рост основной биомассы и корневая система еще слабо развита и сосредоточена в слое 0—30 см, грунтовые воды

в осушенных легких почвах — супесчаных и песчаных — опускаются на глубину до 1,5 м, в июне — даже на глубину больше 2 м. Это связано с тем, что в мае—июне в Эстонии отмечается более или менее длительный период без осадков, особенно в западных районах и на прилегающих к ним островах, хотя потребность растений во влаге все возрастает (табл. 1).

Таблица 1

Распределение осадков в течение вегетационного периода ячменя

Год	ГМС Пярну				Место экспедиции	V	VI	VII	VIII
	V	VI	VII	VIII					
1969	57,1	5,4	41,6	35,0	Сауга	68,6	0,0	44,9	46,4
1970	23,4	48,4	109,8	60,3	Сауга	21,4	40,8	93,4	47,8
1971	9,8	40,9	39,7	31,3	Аудру	6,2	57,1	70,8	55,1
Средне-многолетнее (норма)	45	55	70	82	Пяривере	21,7	40,2	68,5	52,0

Колебания месячных сумм осадков за май и июнь за годы экспедиционных работ очень большие. Контраст еще сильнее, если анализировать количество дней с осадками и без осадков за указанные месяцы и годы. Так, в острозасушливом 1969 г. в мае было 10 дней с осадками, в июне — ни одного (в Сауга, на ГМС Пярну); в 1970 г. в мае 4 дня с осадками, в июне — 5 дней, в 1971 г. соответственно 2 дня и 6 дней.

Согласно вышеизложенному, принятая норма осушения не может обеспечить оптимального водообеспечения сельскохозяйственных культур в течение вегетации их.

Запасы воды в почве влияют на растения в основном через суммарное испарение, так как расход воды сообществом растений на суммарное испарение (транспирацию растений и испарение с поверхности почвы) при неограниченном поступлении влаги к корням растений понимается как потребность растений во влаге [2]. Поэтому следует рассмотреть суммарное испарение и затраты тепла на него на неосушенных и осушенных минеральных почвах с культурой ячменя. Затраты тепла на испарение  $LE$  — наибольшая расходная часть составляющих теплового баланса в условиях Северо-Запада СССР [9], которая определяет тепло- и влагообмен в приземном слое воздуха и в конечном счете микроклимат поля. При больших запасах влаги в почве величина суммарного испарения зависит от энергетических ресурсов, т. е. от радиационного баланса [9]. Во время максимального вегетативного роста культур на испарение используется все радиационное тепло и испарение приближается к испаряемости [4, 5, 6]. Такой период в развитии ячменя обычно бывает в июне—июле. В августе, когда происходит

созревание ячменя, потребность в воде уменьшается. В начале вегетации, хотя в это время воды в почве много, испарение невелико, так как транспирация в это время незначительна, и испарение может лимитировать также недостаток радиационного тепла [9, 10]. Для расчета  $LE$  использовали данные экспедиции ГГО и УГМС ЭССР в совхозах Сауга, Аудру и Пяривере Пярнуского района ЭССР, проведенные в мае—августе 1969—1971 гг., а также данные гидрометстанции Пярну. Теплобалансовые наблюдения и обработка полученных данных проверялись по методике ГГО [11]. В табл. 2—4 приведены экспедиционные данные по затратам тепла на испарение с полей ячменя на разных почвах. Нужно отметить, что из-за разного времени сева на осушенных и неосушенных почвах фитоклимат полей различается, что влияет и на режим испарения.

В мае максимальные затраты тепла на испарение бывают в середине дня (11—15 ч) и достигают 0,60—0,70 кал/(см<sup>2</sup>·мин) при значениях радиационного баланса 0,70—0,90 кал/(см<sup>2</sup>·мин). В затяжную весну, когда в первой половине мая почвы медленно просыхали и прогревались (1970 г.), наибольшие затраты тепла на испарение отмечены на осушенных легких почвах вследствие более высокой температуры испаряющей поверхности. В годы, когда весенние процессы проходят очень быстро (1971 г.), все почвы достаточно прогреваются в короткие сроки, и большие затраты тепла на испарение могут наблюдаться как на легких, так и на тяжелых почвах, на осушенных и неосушенных вариантах. В конце мая затраты тепла на испарение зависят уже от фазы развития культуры. На осушенных легких почвах на величину испарения может повлиять и недостаток почвенной влаги, в связи с чем суммарное испарение в это время бывает больше на тяжелых почвах, и особенно на слабо или на неосушенных почвах (табл. 5).

В июле вегетативный рост ячменя замедляется, с чем связано и некоторое уменьшение испарения и затрат тепла на него. Данные за 1969 г. в Сауга получены во время длительного засушливого периода. С начала июня по 20 июля (начало экспедиционных работ) осадков не было. Во время экспедиции (с 20 июля по 10 августа) был один день с осадками, выпало 8,5 мм. Как видно из табл. 2, максимальные затраты тепла на испарение могут быть порядка 0,50—0,70 кал/(см<sup>2</sup>·мин) и наблюдаются в 12—14 ч. Величина радиационного баланса при этом равнялась 0,70—0,90 кал/(см<sup>2</sup>·мин). В начале 3-й декады июля, сразу после выпадения осадков, максимум испарения отмечен на осушенной супесчаной почве (табл. 5), где ячмень был лучше развит вследствие более раннего посева. В дальнейшем на этом участке испарение понижается наиболее сильно, и максимальное испарение наблюдается уже на неосушенной супеси, где больше почвенной влаги и рост культуры начинается позже, чем на осушенных почвах. Максимальных различий в испарении и в затратах тепла на него между осушенными и неосушенными участками, очевидно, можно ожидать в июне и в 1-й декаде июля, когда идет накопление максимальной

Дневной ход затрат тепла на суммарное испарение [кал/(см<sup>2</sup>·мин)]  
и дневные суммы LE на разных почвах. Сауга, 1969 г.

Дата	Участок	Затраты тепла										сумма от 4 до 21 ч	$\frac{LE}{R}$ % за день
		часы											
		4	6	8	10	12	14	16	18	21			
22 VII	1	0,00	0,00	0,10	0,50	0,53	0,71	0,15	0,20	0,12	277	85	
	2	-0,05	0,00	0,07	0,33	0,34	0,59	0,23	0,22	-0,01	207	64	
	3	-0,03	0,00	0,21	0,45	0,34	0,64	0,17	0,21	0,10	254	79	
23 VII	1	0,01	0,05	0,16	0,53	0,70	0,74	0,51	0,38	-0,02	366	93	
	2	0,00	0,01	0,10	0,32	0,42	0,46	0,52	0,31	0,02	258	66	
	3	-0,01	0,008	-0,44	0,87	0,56	0,71	0,55	0,21	-0,01	332	84	
24 VII	1	-0,01	0,02	0,28	0,43	0,55	0,68	0,48	0,23	0,02	322	88	
	2	0,00	0,07	0,18	0,42	0,46	0,36	0,42	0,23	-0,01	243	66	
	3	0,02	0,25	0,20	0,55	0,54	0,64	0,50	0,08	-0,01	314	86	
26 VII	1	0,00	0,05	0,05	0,40	0,23	0,52	0,39	0,26	0,00	228	76	
	2	0,00	0,00	0,00	0,30	0,15	0,59	0,48	0,29	0,02	220	75	
	3	0,00	0,00	0,00	0,47	0,19	0,60	0,35	0,30	0,00	229	78	
27 VII	1	0,01	0,05	0,17	0,50	0,55	0,53	0,48	0,29	0,04	313	87	
	2	-0,01	-0,06	0,13	0,46	0,53	0,54	0,55	0,38	-0,05	298	86	
	3	0,01	0,04	0,09	0,53	0,49	0,44	0,42	0,27	0,03	297	85	
28 VII	1	0,01	0,05	0,26	0,37	0,53	0,56	0,46	0,22	0,00	295	86	
	2	0,01	0,03	0,17	0,36	0,57	0,57	0,58	0,29	0,00	309	90	
	3	0,01	0,03	0,10	0,34	0,40	0,45	0,42	0,23	0,00	279	81	
29 VII	1	0,00	-0,03	0,27	0,50	0,62	0,66	0,46	0,21	0,00	325	83	
	2	0,00	0,00	0,23	0,50	0,57	0,67	0,53	0,25	0,01	335	86	
	3	-0,01	0,00	0,22	0,44	0,58	0,63	0,48	0,24	0,00	306	79	
30 VII	1	0,00	0,00	0,22	0,44	0,55	0,55	0,42	0,16	-0,01	279	74	
	2	0,00	0,00	0,19	0,49	0,56	0,65	0,50	0,17	0,00	307	82	
	3	-0,01	-0,01	0,33	0,16	0,49	0,57	0,45	0,28	0,00	275	74	

Дата	Участок	Затраты тепла										сумма от 4 до 21 ч	$\frac{LE}{R}$ % за день
		часы											
		4	6	8	10-	12	14	16	18	21			
1 VIII	1		0,00	0,28	0,32	0,51	0,43	0,35	0,21	-0,02	256	69	
	2		0,00	0,20	0,47	0,67	0,60	0,54	0,31	-0,02	334	94	
	3		-0,01	0,21	0,35	0,58	0,50	0,36	0,16	0,00	256	72	
2 VIII	1		0,00	0,19	0,31	0,39	0,40	0,31	0,18	0,00	214	66	
	2		-0,01	0,23	0,34	0,45	0,61	0,43	0,17	0,00	236	73	
	3		0,00	0,22	0,28	0,33	0,38	0,32	0,18	0,06	216	67	
3 VIII	1		0,00	0,17	0,33	0,31	0,34	0,18	0,13	0,00	175	54	
	2		-0,07	0,17	0,40	0,39	0,36	0,38	0,19	0,05	227	70	
	3		-0,01	0,08	0,37	0,35	0,28	0,27	0,21	0,01	201	62	
4 VIII	1		0,00	0,20	0,39	0,38	0,26	0,11	0,14	-0,11	164	48	
	2		0,00	0,17	0,42	0,49	0,31	0,36	0,29	0,01	243	72	
	3		-0,02	0,15	0,41	0,39	0,27	0,48	0,22	0,02	231	69	
6 VIII	1		0,01	0,10	0,30	0,34	0,30	0,21	0,15	0,09	180	58	
	2		0,02	0,08	0,39	0,46	0,42	0,45	0,26	0,01	251	85	
	3		0,04	0,07	0,26	0,33	0,31	0,29	0,18	0,11	192	62	
7 VIII	1		0,03	0,10	0,19	0,31	0,21	0,22	0,15	0,02	148	50	
	2		0,02	0,18	0,34	0,42	0,56	0,34	0,10	0,00	236	79	
	3		0,00	0,18	0,18	0,34	0,37	0,22	0,12	0,02	172	58	
8 VIII	1		-0,01	0,15	0,22	0,28	0,24	0,21	0,10	0,01	144	48	
	2		-0,01	0,20	0,12	0,31	0,36	0,27	0,21	0,00	175	58	
	3		-0,01	0,07	0,13	0,40	0,47	0,40	0,25	0,00	205	68	
9 VIII	1		-0,01	0,09	0,17	0,19	0,24	0,16	0,08	0,00	113	39	
	2		-0,02	0,12	0,25	0,32	0,25	0,27	0,14	0,01	162	56	
	3		-0,01	0,04	0,22	0,52	0,47	0,23	0,15	0,01	194	67	

Примечание. Характеристика участков: 1 — осушенная сушь, 2 — неосушенная сушь, 3 — осушенный тяжелый суслинок.

Таблица 3

Дневной ход затрат тепла на суммарное испарение [кал/(см<sup>2</sup>·мин)]  
и дневные суммы LE на разных почвах. Сауга, 1970 г.

Дата	Участок	Затраты тепла							Сумма от 7 до 19 ч	LE/R % за день
		часы								
		7	9	11	13	15	17	19		
15 V	1	-0,01	0,11	0,51	0,58	0,47	0,33	0,07	246	71
	2	0,07	0,09	0,19	0,55	0,36	0,40	0,17	220	63
	3	0,08	0,10	0,36	0,41	0,31	0,41	0,16	220	63
	4	0,09	0,11	0,38	0,40	0,46	0,40	0,07	219	68
16 V	1	0,09	0,26	0,38	0,43	0,43	0,32	0,10	241	72
	2	0,05	0,15	0,27	0,43	0,46	0,29	0,15	216	59
	3	0,11	0,14	0,13	0,13	0,26	0,16	0,12	126	34
	4	0,11	0,21	0,33	0,13	0,19	-0,14	0,15	118	51
17 V	1	0,05	0,13	0,35	0,40	0,32	0,29	0,15	203	57
	2	0,05	0,14	0,37	0,42	0,27	0,22	0,14	193	55
	3	0,07	0,17	0,20	0,24	0,17	0,30	0,11	151	42
	4	0,02	0,10	0,20	0,24	0,08	0,09	0,09	98	47
18 V	1	0,07	0,21	0,36	0,43	0,25	0,30	0,02	197	61
	2	0,06	0,16	0,30	0,39	0,26	0,21	0,09	177	54
	3	0,06	0,17	0,21	0,22	0,18	0,22	0,05	133	40
	4	0,05	0,23	0,36	0,26	0,30	0,34	0,12	199	60
23 V	1	0,15	0,15	0,26	0,18	-0,11	-0,08	0,15	84	23
	2	0,02	0,06	0,49	0,40	0,39	0,28	0,07	205	55
	3	0,09	0,12	0,31	0,48	0,42	0,30	0,20	230	62
	4	0,08	0,16	0,38	0,59	0,59	0,41	0,24	365	78
24 V	1	0,21	0,26	0,31	0,12	0,17	0,00	0,00	128	53
	2	0,10	0,19	0,22	0,12	0,18	0,12	0,04	116	49
	3	0,21	0,26	0,66	0,15	0,00	0,14	0,12	185	77
	4	0,18	0,15	0,20	0,10	0,12	0,13	0,13	121	50
25 V	1	0,05	0,05	0,11	0,08	0,13	0,37	0,00	95	35
	2	-0,04	0,02	0,11	0,40	0,00	0,91	0,05	174	64
	3	0,04	0,00	0,18	0,16	0,20	0,07	0,07	86	32
	4	0,00	0,00	0,14	0,37	0,36	0,30	0,15	158	59
26 V	1	0,06	0,10	0,38	0,14	0,24	0,07	0,04	124	49
	2	0,00	0,03	0,31	0,13	0,33	0,04	0,02	103	41
	3	0,10	0,07	0,47	0,17	0,36	0,12	0,09	166	62
	4	0,12	0,13	0,34	0,19	0,37	0,10	0,04	155	61
28 V	1	0,08	0,03	0,08	0,21	0,15	0,08	0,05	168	36
	2	0,06	0,20	0,12	0,24	0,15	0,17	0,11	104	61
	3	0,10	0,04	0,22	0,15	0,36	0,10	0,04	121	53
	4	-0,05	0,01	0,11	0,18	0,38	0,23	0,10	115	51
29 V	1	0,05	0,06	0,21	0,39	0,24	0,16	0,07	142	68
	2	0,05	0,03	0,10	0,31	0,15	0,19	0,11	113	53
	3	0,05	0,01	0,04	0,30	0,16	0,12	0,10	94	45
	4	0,13	0,09	0,21	0,44	0,27	0,27	0,10	181	86
30 V	1	0,03	0,20	0,15	0,23	0,42	0,08	-0,01	132	48
	2	0,00	0,20	0,14	0,28	0,38	0,21	0,11	158	57
	3	0,02	0,08	0,18	0,06	0,06	0,12	0,06	70	25
	4	0,00	0,24	0,10	0,21	0,37	0,26	0,18	163	78

Примечание. Характеристика участков: 1 — осушенная супесь, 2 — неосушенная супесь, 3 — осушенный тяжелый суглинок, 4 — неосушенный тяжелый суглинок.

Дневной ход затрат тепла на суммарное испарение [кал/(см<sup>2</sup>·мин)]  
и дневные суммы LE на разных почвах. Аудру, Пяривере, 1971 г.

Дата	Участок	Затраты тепла												Сумма от 6 до 22 ч	$\frac{LE}{R}$ % за день
		часы													
		6	8	10	12	14	16	18	20	22					
6 V	1	0,00	0,01	0,05	0,07	0,20	0,49	0,30	0,11	0,05	154	47			
	2	-0,01	-0,03	0,06	0,34	0,49	0,68	0,54	0,12	0,04	266	81			
	3	0,00	0,00	0,21	0,08	0,10	0,43	0,31	0,05	0,03	145	44			
	4	0,02	0,02	0,16	0,32	0,43	0,52	0,30	0,06	0,01	221	67			
8 V	1	-0,03	0,00	0,11	0,32	0,46	0,33	0,24	0,26	0,03	206	62			
	2	-0,02	0,02	0,23	0,31	0,44	0,40	0,18	0,24	0,07	224	67			
	3	-0,01	0,01	0,19	0,22	0,56	0,42	0,31	0,25	0,00	234	70			
	4	-0,01	-0,01	0,15	0,33	0,34	0,48	0,34	0,39	0,01	235	72			
9 V	1	0,00	0,00	0,20	0,23	0,34	0,29	0,28	0,12	0,05	180	54			
	2	0,00	-0,01	0,08	0,19	0,34	0,35	0,43	0,13	0,06	188	55			
	3	-0,01	0,03	0,27	0,30	0,45	0,49	0,48	0,19	0,00	264	78			
	4	-0,01	0,01	0,24	0,33	0,34	0,38	0,48	0,14	0,01	230	68			
11 V	1	0,03	0,03	0,06	0,64	0,38	0,63	0,38	0,12	-0,01	271	86			
	2	-0,04	-0,05	0,00	0,35	0,12	0,22	0,35	0,09	-0,01	124	39			
	3	0,03	0,08	0,05	0,43	0,13	0,40	0,34	0,08	0,00	185	59			
	4	0,08	0,05	0,11	0,59	0,13	0,34	0,39	0,09	0,01	211	67			
13 V	1	-0,01	0,00	0,06	0,33	0,12	0,13	0,14	0,06	0,04	102	57			
	2	-0,01	-0,02	0,08	0,38	0,14	0,17	0,27	0,13	0,00	136	68			
	3	0,00	0,02	0,13	0,34	0,18	0,21	0,25	0,08	0,00	145	76			
	4	-0,01	0,01	0,09	0,33	0,15	0,18	0,20	0,02	-0,01	116	61			

Дата	Участок	Загрязны тепла										Сумма от 6 до 22 ч	$\frac{LE}{R}$ % за день
		часы											
		6	8	10	12	14	16	18	20	22			
15 V	1	0,03	0,04	0,08	0,21	0,07	0,14	0,09	0,04	0,01	84	24	
	2	-0,04	0,00	0,18	0,38	0,21	0,53	0,39	0,16	0,05	223	64	
	3	-0,02	0,08	0,25	0,49	0,51	0,49	0,30	0,11	0,05	271	77	
	4	-0,02	0,08	0,25	0,13	0,19	0,29	0,04	0,03	0,01	120	34	
16 V	1	-0,02	0,04	0,27	0,17	0,43	0,42	0,11	0,06	0,01	179	81	
	2	0,00	0,09	0,11	0,06	0,44	0,21	0,13	0,06	0,11	145	67	
	3	0,00	0,00	0,19	0,11	0,45	0,12	0,09	0,06	0,02	125	55	
	4	-0,01	0,00	0,24	0,06	0,36	0,31	0,09	0,05	0,01	133	68	
18 V	1	0,00	0,05	0,07	0,19	0,08	0,32	0,22	0,06	0,01	120	40	
	2	-0,03	-0,03	0,00	0,21	0,00	0,32	0,35	0,22	0,06	132	44	
	3	-0,01	0,01	0,18	0,32	0,41	0,30	0,24	0,08	0,02	186	62	
	4	-0,01	0,02	0,14	0,15	0,30	0,41	0,25	0,06	0,01	160	52	
19 V	1	0,01	0,10	0,10	0,08	0,21	0,37	0,10	0,03	0,01	121	64	
	2	-0,03	-0,02	0,04	0,01	0,27	0,40	0,15	0,09	0,03	119	59	
	3	0,01	0,02	0,03	0,10	0,32	0,40	0,00	0,04	0,03	114	59	
	4	0,00	0,07	0,18	0,01	0,12	0,41	0,13	0,04	0,04	127	65	
22 V	1	0,02	0,02	0,04	0,05	0,26	0,15	0,00	0,00	0,00	66	54	
	2	0,01	0,07	0,00	0,04	0,29	0,10	0,07	0,07	0,05	84	70	
	3	0,04	0,07	0,01	0,02	0,21	0,05	0,02	0,04	0,00	55	46	
	4	0,04	0,10	0,03	0,01	0,35	0,17	0,06	0,04	0,00	96	80	

Дата	Участок	Затраты тепла										Сумма от 6 до 22 ч	$\frac{LE}{R}$ % за день
		часы											
		6	8	10	12	14	16	18	20	22			
23 V	1	0,01	0,12	0,20	0,18	0,26	0,20	0,12	0,05	0,02	140	81	
	2	-0,01	0,04	0,05	0,13	0,18	0,15	0,16	0,11	0,04	103	61	
	3	0,04	0,06	0,14	0,03	0,02	0,00	0,06	0,03	0,02	36	21	
	4	0,01	0,16	0,12	0,10	0,13	0,04	0,09	0,02	0,00	87	54	
25 V	1	0,03	0,15	0,06	0,20	0,09	0,20	0,07	0,06	0,01	104	40	
	2	-0,01	0,05	0,00	0,20	0,08	0,39	0,13	0,10	0,05	119	45	
	3	0,01	0,16	0,06	0,47	0,10	0,39	0,17	0,05	0,00	170	65	
	4	0,14	0,14	0,12	0,45	0,18	0,57	0,25	0,05	0,08	238	90	
26 V	1	0,04	0,01	0,09	0,20	0,25	0,13	0,13	0,07	0,03	114	57	
	2	0,01	-0,04	0,02	0,24	0,30	0,13	0,13	0,05	0,01	102	50	
	3	0,04	0,09	0,11	0,14	0,21	0,04	0,17	0,06	0,01	94	47	
	4	-0,01	0,08	0,02	0,29	0,18	0,03	0,16	0,03	0,08	113	55	
28 V	1	0,03	0,02	0,15	0,34	0,61	0,00	0,28	0,04	0,04	181	56	
	2	0,00	0,02	0,03	0,23	0,48	0,46	0,51	0,18	0,02	227	70	
	3	-0,01	0,05	0,23	0,34	0,61	0,45	0,40	0,18	0,01	271	83	
	4	0,02	0,05	0,14	0,40	0,74	0,40	0,37	0,15	-0,01	271	83	
30 V	1	0,02	0,08	0,33	0,44	0,53	0,55	0,20	0,10	0,03	274	77	
	2	0,00	0,00	0,13	0,41	0,47	0,44	0,29	0,24	0,09	248	70	
	3	-0,01	0,04	0,31	0,48	0,60	0,53	0,32	0,09	0,13	301	82	
	4	-0,01	0,04	0,31	0,44	0,43	0,52	0,29	0,08	0,01	253	73	

Примечание. Характеристика участков: 1 — осушенный песок, 2 — неосушенный песок, 3 — слабо осушенный тяжелый суглинок, 4 — осушенная глина.

## Испаряемость (1) и суммарное испарение (2)

Участки	20 VII		21 VII		22 VII		23 VII		24 VII		26 VII		27 VII		28 VII		29 VII	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	2,7	2,2	6,9	5,6	5,3	4,6	6,5	6,1	6,0	5,4	4,9	3,8	5,7	5,2	5,7	4,9	6,4	5,4
2	2,7	1,6	6,9	4,7	5,3	3,5	6,5	5,0	6,0	4,1	4,9	3,6	5,7	5,0	5,7	5,1	6,4	5,6
3	2,7	2,0	6,0	6,7	5,3	4,2	6,5	5,5	6,0	5,2	4,9	3,8	5,7	5,0	5,7	4,7	6,4	5,1

Сауга, 1969

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

Участки	30 VII		1 VIII		2 VIII		3 VIII		4 VIII		6 VIII		7 VIII		8 VIII		9 VIII	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	6,2	4,7	6,0	4,1	5,3	3,5	5,4	2,9	5,6	2,7	5,1	3,0	5,0	2,4	5,0	2,4	4,9	1,9
2	6,2	5,1	6,0	5,5	5,3	3,9	5,4	3,8	5,6	4,1	5,1	4,1	5,0	3,9	5,0	2,9	4,9	2,7
3	6,2	4,6	6,0	4,3	5,3	3,6	5,4	3,4	5,6	3,7	5,1	3,2	5,0	2,8	5,0	3,4	4,9	3,2

Участки	15 V		16 V		17 V		18 V		23 V		24 V		25 V		26 V		28 V		29 V	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	5,8	4,0	6,0	4,3	5,9	3,3	5,5	3,3	6,2	1,4	4,0	2,1	4,6	1,6	4,2	2,1	3,8	1,4	3,5	2,4
2	5,8	3,7	6,0	1,0	5,9	3,1	5,5	2,9	6,2	1,4	4,0	2,0	4,6	1,5	4,2	1,2	4,8	2,0	3,5	1,9
3	5,8	3,7	6,0	2,1	5,9	2,5	5,5	2,2	6,2	4,0	4,0	3,1	4,6	2,4	4,2	2,8	3,8	2,3	3,5	1,6
4	5,8	3,8	6,0	2,0	5,9	1,7	5,5	3,3	6,2	4,8	4,0	2,0	4,6	3,5	4,2	3,0	3,8	1,9	3,5	3,1

Сауга, 1970

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

Участки	6 V		7 V		8 V		9 V		10 V		11 V		12 V		13 V	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2

## Аудру, Пяривере, 1971

1	5,4	2,5	5,7	2,0	3,4	5,6	3,4	5,7	3,0	4,9	2,3	5,2	4,5	4,3	1,0	3,4	1,7
2	5,4	4,4	5,7	2,7	3,7	5,6	3,7	5,7	3,1	4,9	2,9	5,2	2,1	4,3	2,3	3,4	2,3
3	5,4	2,4	5,7	4,7	4,0	5,6	4,0	5,7	4,4	4,9	2,2	5,2	3,0	4,3	2,7	3,4	2,4
4	5,4	3,7	5,7	4,2	4,0	5,6	4,0	5,7	4,0	4,9	3,7	5,2	3,6	4,3	2,5	3,4	2,0

Участки	14 V		15 V		16 V		18 V		19 V		21 V		22 V		23 V		
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	
1	5,7	1,4	3,7	1,6	3,7	3,0	5,0	2,0	3,2	2,0	4,5	1,7	2,0	2,0	1,1	2,9	2,3
2	5,7	3,8	3,7	0,7	3,7	2,7	5,0	2,2	3,2	1,9	4,5	2,3	2,0	2,0	1,4	2,9	1,7
3	5,7	4,5	3,7	2,2	3,7	2,0	5,0	3,0	3,2	2,0	4,5	3,7	2,0	0,9	2,9	0,6	0,6
4	5,7	2,0	3,7	2,0	3,7	2,0	5,0	2,7	3,2	2,0	4,5	2,0	2,0	1,6	2,9	1,4	1,4

Участки	25 V		26 V		27 V		28 V		29 V		30 V		31 V	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
1	4,3	1,7	3,5	1,6	3,4	1,3	5,4	3,0	7,2	5,4	6,0	4,6	6,2	4,4
2	4,3	2,0	3,5	1,8	3,4	1,7	5,4	4,8	7,2	4,5	6,0	4,0	6,2	3,8
3	4,3	3,0	3,5	1,6	3,4	2,3	5,4	4,5	7,2	5,8	6,0	5,0	6,2	4,5
4	4,3	4,0	3,5	2,0	3,4	2,3	5,4	4,5	7,2	4,5	6,0	4,2	6,2	4,8

При мечание. Характеристика участков: для Саунг: 1 — осушенная супесь, 2 — неосушенная супесь, 3 — осушенный тяжелый суглинок, 4 — неосушенный тяжелый суглинок, для Аудру, Пяривере: 1 — песок осушенный, 2 — песок неосушенный, 3 — слабо осушенный тяжелый суглинок, 4 — осушенная глина.

биомассы растений. К сожалению, у нас нет экспериментальных данных по тепловому балансу за этот период. Как показывают расчеты, учитывающие осадки, запасы продуктивной влаги в почве и испарение (по весовым испарителям ГГИ 500-50), различия в испарении в сумме за июнь могут на осушенных и неосушенных участках супеси достигать 50 мм.

В заключение можно сказать следующее.

1. Норма осушения как основа проектирования осушительных систем не может гарантировать оптимальную влагообеспеченность сельскохозяйственных культур в период вегетации. Лучше для этой цели использовать понятие «режим осушения», учитывающий водный баланс поля.

2. Суммарное испарение и затраты тепла на него более или менее одинаковы в начале и в конце вегетационного периода. На осушенных минеральных легких почвах испарение лимитируется недостатком запасов почвенной влаги, которое наблюдается в конце мая и в июне, иногда даже в июле и августе.

3. Данные по испарению с ячменного поля на разных почвах показывают возможность возникновения недостаточности влагообеспечения на осушенных легких почвах начиная с конца мая. В результате фактический урожай с осушенных легких почв бывает значительно меньше, чем биологический, иногда урожай с осушенных почв даже меньше, чем с неосушенных (1970 г.); несмотря на то, что агрофон на осушенных почвах обычно выше, чем на неосушенных почвах.

4. С точки зрения методики полевых исследований необходимо подчеркнуть, что:

— данные наблюдений на неосушенных участках не позволяют правильно оценить влияние осушения на урожайность вследствие несравнимости их агрофонов;

— данные по испарению, полученные методом теплового баланса с полей, расположенных недалеко от моря, могут неправильно характеризовать фактическое испарение с деятельной поверхности из-за влияния бризовой циркуляции.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянов С. Ф. (под ред.). Режим осушения и методика полевых научных исследований. М., «Колос», 1971.
2. Алпатов А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеоздат, 1954.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоздат, 1971.
4. Гольцберг И. А. Микроклиматические особенности осушенных болот.— «Метеорология и гидрология», 1955, № 2.
5. Инт Л. Э. О суммарном испарении с деятельной поверхности сельскохозяйственного поля на различных почвах.—«Сб. работ Таллинской ГМО», 1967, вып. 6.
6. Инт Л. Э. Тепловой баланс поверхности осушенных минеральных почв.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеоздат, 1971.

7. Инт Л. Э. О тепловом балансе и влагообеспеченности культур на осушенных минеральных почвах Эстонской ССР.— В кн.: Статьи по гидрометеорологии, вып. 1. Вильнюс, 1971.
8. Миркин С. Л. Водные мелиорации в СССР и пути их развития. М., Изд. АН СССР, 1960.
9. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1955.
10. Рожанская О. Д. Тепловой баланс сельскохозяйственного поля.— Сб. работ АФИ. 1964.
11. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964.
12. Сакали Л. И., Сакали Л. Н. Роль составляющих теплового и водного балансов в формировании физико-географической среды.— «Труды УкрНИГМИ», 1966, вып. 62.
13. Тимофеев М. П. Тепловой баланс и микроклимат.— В кн.: Тепловой и водный режим земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1960.
14. Хоммик К. Т. Основы расчета осушительных систем. Таллин, 1966.
15. Шульгин А. М. Физико-географические основы мелиорации. М., Изд. МГУ, 1965.

## МИКРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ КАЛИНИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Наряду с общеклиматическими условиями, на формирование температурного режима почвы оказывает влияние ряд факторов, в число которых входят механический состав и тип почвы. Изучению этих факторов уделяется внимание во многих теоретических и экспериментальных работах. Однако количественные характеристики различий температурного режима почвы в зависимости от состава и типа ее исследованы еще недостаточно. Существующие сведения могут быть пополнены за счет материалов «Справочника по климату СССР» [5].

В настоящей статье использованы данные табл. 3 этого Справочника по среднемесячной температуре почвы на глубине 20 см под естественным покровом. Эти данные получены по показаниям вытяжных термометров.

Температура почвы Калининской области исследована по наблюдениям более 30 метеорологических станций, расположенных непосредственно в пределах области и в соседних областях.

По классификации, предложенной коллективом авторов [4], рассматриваемая территория относится к Средне-Русской южнотаежной провинции дерново-подзолистых среднегумированных почв. Почвы очень разнообразны по механическому составу, степени увлажнения, оглеения, заболачивания и оподзоливания. Это многообразие почвы обуславливает пространственную неоднородность их водно-воздушного режима, в результате которой в температуре почвы появляются большие микроклиматические различия.

В Справочниках по климату СССР, как правило, мало данных, освещающих термический режим заболоченных, торфяных и тяжелых минеральных почв. Но по Калининской и соседним с ней областям почвенные разности на метеостанциях представлены весьма широко. Метеоплощадки расположены не только на нормально увлажненных минеральных почвах легкого, среднего и тяжелого механического состава, но и на переувлажненных супесях, осушенных и неосушенных торфяниках.

На рис. 1 по данным пяти станций приведен пример неоднородности температуры различных почв. С апреля по сентябрь минеральные почвы легкого механического состава (супеси) выделяются как наиболее теплые среди представленных типов почвы. Самая низкая температура почвы наблюдается с середины мая

по сентябрь на неосушенном торфянике. Больше всего (на 6—7° С) различается температура супесей и неосушенных заболоченных торфяников. Это различие наблюдается в июне—июле.

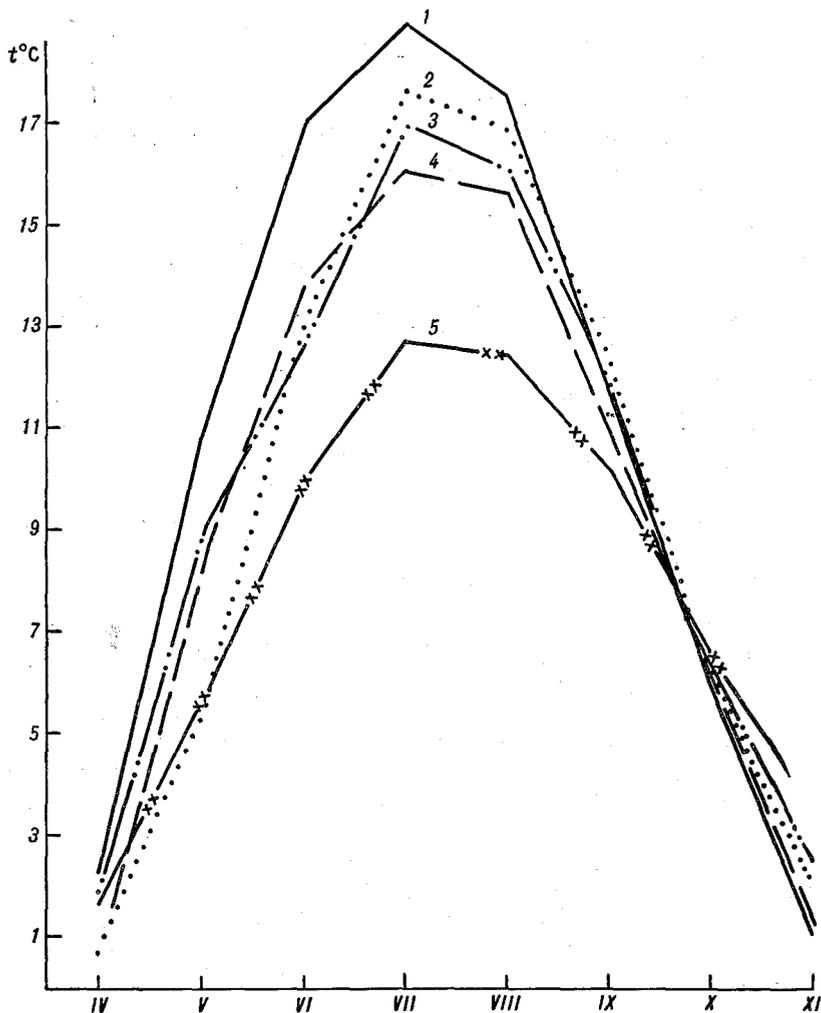


Рис. 1. Годовой ход температуры почвы на различных станциях.

1 — Максатиха, супесчаная почва; 2 — Яхрома (низинная станция), торфянистая почва на осушенном торфяном болоте; 3 — Рыбинск, переувлажненная супесь; 4 — Пошехонье-Володарск, тяжело-суглинистая почва; 5 — Оршинская Дача, почва — неосушенное торфяное болото.

Торфяная почва на ст. Яхрома под влиянием осушения оказалась существенно теплее неосушенного торфяника. По данным станций Яхрома и Оршинская Дача, наибольшая разность температур между осушенной и неосушенной торфяной почвой превышает 5° С.

Температуры минеральных почв легкого и тяжелого механического состава различаются на 3—4° С. Наибольшие разности температуры характерны для периодов, когда наиболее изменчиво влагосодержание почв [1]. Неравномерностью просыхания почв объясняется резкое возрастание разностей в течение мая—июня. Весной, под влиянием сезонного переувлажнения почв, теплофизические параметры их весьма близки, поэтому невелики и различия в теплообеспеченности.

Весной минеральные почвы просыхают и прогреваются быстрее, чем торфяные, и тем быстрее, чем легче их механический состав. Осенью более интенсивное охлаждение и меньшая теплоаккумуляция, свойственные легким и более сухим почвам, способствуют выравниванию термической неоднородности. Тяжелые минеральные почвы и неосушенные торфяники оказываются более теплыми. На осушенных торфяниках ст. Яхрома весной по сравнению с другими типами почв наблюдалась самая низкая температура. Летом эти почвы теплые, но осенью они быстро теряют запасы тепла и становятся холоднее неосушенных почв. На станциях с осушенными торфяными почвами под влиянием мелиорации и осушки создается особый режим.

Переувлажненные минеральные почвы по распределению тепла занимают промежуточное положение между осушенными торфяниками и тяжелыми минеральными почвами.

Количественная величина разностей температуры почвы под влиянием неоднородности ее механического состава и типа, изменение этих разностей по сезону приведены в табл. 1. Разности получены по парам станций. По механическому составу и типу почвы было подобрано семь пар станций. Для оценки микроклиматической изменчивости температуры почвы в таблице представлены данные тех же станций по температуре воздуха. Сопоставление разностей подтверждает наличие большой неоднородности температурного режима почвы. Под влиянием турбулентного перемешивания различия в ходе температуры воздуха для этих же пар станций сглаживаются.

Микроклиматическая изменчивость температуры почвы проявляется и в других показателях ее термического режима (табл. 2 и 3).

Прогревание почвы, о котором можно судить по датам наступления температуры 5 и 10° С, на станциях Максатиха и Оршинская Дача различается на 2—3 недели. Еще большее различие имеет место при более высокой температуре. На ст. Оршинская Дача температура наиболее теплого месяца достигает только 12,8° С, поэтому дата перехода температуры почвы через 15° С в табл. 2 отсутствует. Даты перехода соответствующей температуры воздуха на обеих станциях отмечаются практически одновременно.

Подобное соотношение характерно и для других пар станций. Например, ст. Пошехонье-Володарск соответственно условиям своего местоположения по разности в датах установления определенной температуры воздуха относится к разряду более холодных,

Таблица 1

## Годовой ход разности температуры почвы и воздуха между станциями

Станции	Почва							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Максатиха — Пошехонье-Володарск	1,8	2,7	3,3	2,9	1,9	0,6	-0,1	-0,3
Максатиха — Оршинская Дача	0,6	5,3	7,0	6,2	5,1	1,5	-0,6	-2,5
Максатиха — Яхрома	1,6	5,6	4,0	1,3	0,7	-0,7	-0,4	-1,1
Пошехонье-Володарск — Оршинская Дача	-1,2	2,6	3,7	3,3	3,2	0,9	-0,5	-2,2
Пошехонье-Володарск — Яхрома	-0,2	2,9	0,7	-1,6	-0,8	-1,3	-0,3	-0,8
Яхрома — Оршинская Дача	-1,0	-0,3	3,0	4,9	4,5	2,2	-0,5	-1,4
Максатиха — Рыбинск	0,5	2,1	4,3	2,0	1,5	-0,2	-0,4	-1,5

Станции	Воздух							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Максатиха — Пошехонье-Володарск	1,4	0,9	0,6	0,6	0,4	0,7	0,6	0,7
Максатиха — Оршинская Дача	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	0,0	0,0
Максатиха — Яхрома	0,2	0,1	0,4	0,5	0,2	-0,1	-0,2	0,0
Пошехонье-Володарск — Оршинская Дача	-1,4	-1,0	-0,7	-0,7	-0,6	-0,8	-0,6	-0,7
Пошехонье-Володарск — Яхрома	-0,8	-0,8	-0,2	-0,1	-0,2	-0,8	-0,8	-0,7
Яхрома — Оршинская Дача	-0,2	-0,2	-0,5	-0,6	-0,4	0,0	0,2	0,0
Максатиха — Рыбинск	0,9	0,4	0,0	-0,3	-0,4	-0,3	0,0	0,3

Таблица 2

Даты перехода среднесуточной температуры почвы и суммы температур за период с температурой  $>10^{\circ}\text{C}$ 

Станция	Даты перехода среднесуточной температуры через						Суммы температур почвы, $^{\circ}\text{C}$
	5	10	15	15	10	5	
Максатиха	24 IV	12 V	4 VI	29 VIII	24 IX	22 X	2150
Оршинская Дача	9 V	13 VI	нет	нет	17 IX	1 XI	1110
Пошехонье-Володарск	3 V	26 V	26 VI	19 VIII	22 IX	15 X	1710
Яхрома	13 V	3 VI	24 VI	29 VIII	28 IX	26 X	1760
Рыбинск	29 IV	24 V	1 VII	23 VIII	25 IX	26 X	1780

Таблица 3

Разности в датах перехода среднесуточной температуры и разности в суммах температур за период с температурой  $> 10^{\circ} \text{C}$

Станции	Разности в датах перехода среднесуточной температуры через												Разности в суммах температуры, $^{\circ}\text{C}$	
	Почва						Воздух						почва	воздух
	5	10	15	15	10	5	5	10	15	15	10	5		
Максатиха — Пошехонье-Володарск	9	14	20	10	2	7	5	5	5	3	3	5	440	150
Максатиха — Оршинская Дача	15	22	нет	нет	7	10	-1	-1	-2	-2	0	1	1040	-30
Максатиха — Яхрома	19	22	20	0	-4	-4	0	-1	3	0	0	0	390	30
Пошехонье-Володарск — Оршинская Дача	6	18	нет	нет	5	-17	-6	-6	-7	-5	-3	-4	600	-180
Пошехонье-Володарск — Яхрома	10	8	-2	-10	-6	-11	-5	-6	-2	-3	-3	-5	-50	-120
Яхрома — Оршинская Дача	-4	10	нет	нет	11	-6	-1	0	-5	-2	0	1	650	-60
Максатиха — Рыбинск	5	12	27	6	-1	-4	2	2	-1	-4	-1	1	370	-10

чем каждая из трех показанных с ней в паре станций. По ходу разностей температуры почвы это соотношение нарушается, так как суглинистая почва теплее неосушенного торфяника (за исключением поздней осени) и в первую половину вегетации теплее осушенной торфяной почвы.

Интересным показателем, характеризующим микроклиматическую неоднородность почв, является сумма температур за период с температурой  $>10^{\circ}\text{C}$  (табл. 2). Различия, которые накапливаются в суммах за период вегетации, могут достигать  $1000^{\circ}\text{C}$  (табл. 3).

Для минеральных почв легкого механического состава по сравнению с другими почвенными разностями типичны наибольшие суммы температур. Эта сумма оказывается большей и по отношению к сумме температур воздуха. Чем тяжелее почва по механическому составу, тем меньше ее теплоаккумуляция, о которой можно судить по сумме температур. По сравнению с воздухом тяжелые почвы всегда холоднее.

Очень мала сумма температур за период с температурой  $>10^{\circ}\text{C}$  в неосушенных торфяных почвах (табл. 3). Низкий уровень температуры и соответственно малая теплообеспеченность неосушенных торфяников обусловлены большой теплоемкостью и значительными затратами тепла на испарение. Это связано с повышенным влагосодержанием таких почв.

Наряду с учетом суммы температур воздуха при агроклиматическом районировании территории существенно оценивать интенсивность условий теплоаккумуляции в пространстве и во времени на основе расчета суммы температур неоднородных по механическому составу и типу почв при разном уровне их прогреваемости.

Полученные данные по суммам температур позволили несколько детализировать показатель нагреваемости почв  $H$ , предложенный В. Н. Димо [3]. Если для территории Северо-Запада ЕТС был дан обобщенный показатель нагреваемости для тяжелых минеральных, торфяных и оглеенных почв, равный в среднем 0,8 [2], то, по данным станций, характеризующих условия неосушенной торфяной почвы, этот показатель значительно меньше (0,6). В остальных случаях величина показателя нагреваемости и его изменение под влиянием состава и типа почвы подтвердили ранее полученные результаты.

Основой для районирования территории Калининской области по теплообеспеченности почв послужила областная почвенная карта в масштабе 1:2 500 000. Представленные на карте почвенные разности позволили применить разработанную в ГГО методику выделения площадей по преобладающему механическому составу почв, с последующей характеристикой термических условий этих площадей. В качестве показателей теплообеспеченности почвы, характеризующих условия активной вегетации большинства сельскохозяйственных культур, районированных для Калининской области, взяты даты перехода температуры почвы через  $5$  и  $10^{\circ}\text{C}$ , сумма температур за период с температурой  $10^{\circ}\text{C}$  и продолжитель-

ность периодов с температурой выше 10 и 15°С. По условиям теплообеспеченности, почвы на территории области объединены в четыре района, оценка термических ресурсов которых дана на рис. 2 и в табл. 4. Кроме того, для характеристики перечисленных

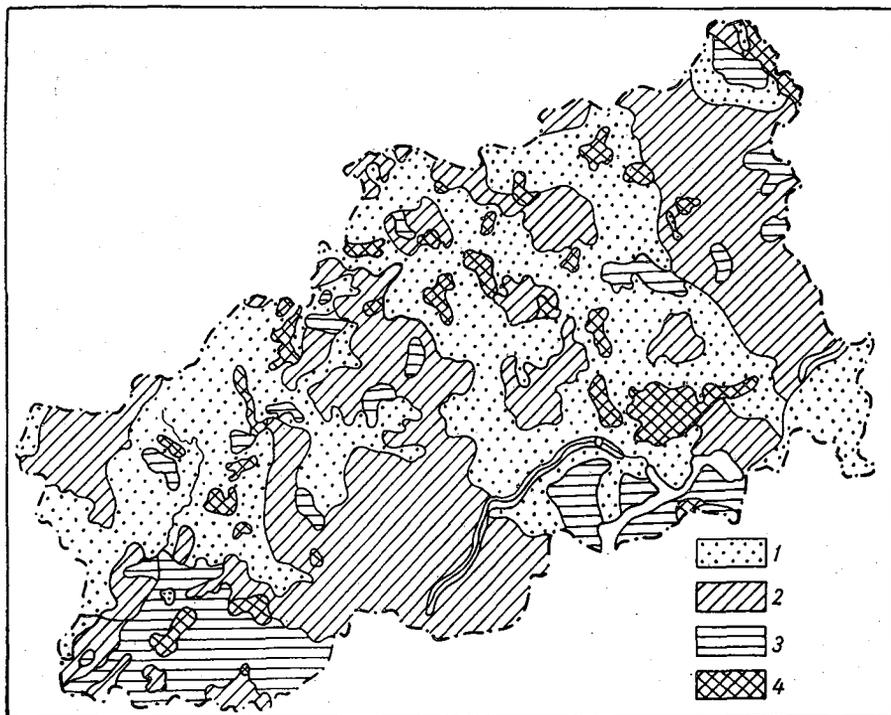


Рис. 2. Карта районирования Калининской области по условиям теплообеспеченности почв.

Усл. обозначения см. в табл. 4.

Таблица 4

Районирование Калининской области по условиям теплообеспеченности почв на глубине 20 см (см. рис. 2)

Район	Характеристика района	Даты перехода среднесуточной температуры (°С) через		Сумма температур выше 10° С	Продолжительность периода (дни) с температурой выше, °С	
		5	10		10	15
1	Умеренно теплый	Ранее 25 IV	Ранее 15 V	> 2200	> 135	> 70
2	Умеренный	25 IV—30 IV	16 V—21 V	1900—2200	125—135	60—70
3	Умеренно холодный	1 V—5 V	22 V—27 V	1600—1900	115—125	50—60
4	Холодный	После 5 V	После 27 V	< 1600	< 115	< 50

районов, могут быть использованы некоторые дополнительные сведения. Качественная оценка условий увлажнения почв дается по аналогии с соседними областями [2].

В первый, умеренно теплый, район включены песчаные и супесчаные почвы с нормальным режимом увлажнения. В этом районе среднесуточная температура почвы в мае выше  $11^{\circ}\text{C}$ , а в июне выше  $17^{\circ}\text{C}$ . Наиболее высокая по области температура почвы наблюдается в июле и достигает  $19^{\circ}\text{C}$  и более. Переход среднесуточной температуры через  $15^{\circ}\text{C}$  осуществляется до 15 июня, причем в пределах этого района наблюдается самая ранняя по области дата перехода через эту градацию температуры — 4 июня (ст. Максатиха). Термические ресурсы умеренно теплого района обеспечивают рост и нормальное развитие всех, в том числе и наиболее теплолюбивых культур, возделываемых в пределах области. Почвы этого района требуют мероприятий по накоплению и сохранению весенних влагозапасов и периодически нуждаются в орошении.

Во второй, умеренный по теплообеспеченности, район вошли средние по механическому составу почвы с нормальным или кратковременно избыточным режимом увлажнения. По сравнению с предыдущим районом уровень термических ресурсов здесь несколько ниже. Среднемесячная температура почвы составляет в мае  $10\text{—}11^{\circ}\text{C}$ , в июне  $15\text{—}17^{\circ}\text{C}$ . Наиболее высокая температура в июле изменяется от  $17,5$  до  $19^{\circ}\text{C}$ . Переход среднесуточной температуры через  $15^{\circ}\text{C}$  происходит с 15 по 22 июля.

Третий, умеренно холодный, район объединяет минеральные почвы тяжелого механического состава, все переувлажненные почвы независимо от их механического состава (например, переувлажненная супесь ст. Рыбинск), и в некоторых случаях осушенные торфяники. Как правило, это почвы избыточного и кратковременно избыточного увлажнения. Среднемесячная температура почвы в мае равна  $9\text{—}10^{\circ}\text{C}$ , в июне  $13\text{—}15^{\circ}\text{C}$  и в июле наиболее высокая за теплый период температура составляет  $16\text{—}17,5^{\circ}\text{C}$ . Переход через  $15^{\circ}\text{C}$  осуществляется с 23 по 30 июня.

Четвертый, холодный, район охватывает торфяные почвы и заболоченные территории с избыточным увлажнением. В мае среднемесячная температура почвы в пределах района ниже  $9^{\circ}\text{C}$ . В этом районе наблюдается самая низкая по данной области температура:  $5,7^{\circ}\text{C}$  на ст. Оршинская Дача. В июне температура почвы не поднимается выше  $13^{\circ}\text{C}$  и самая высокая за лето температура в июле порядка  $16^{\circ}\text{C}$ . Переход температуры через  $15^{\circ}\text{C}$  происходит после 30 июня. Большая теплоемкость и повышенные затраты тепла на испарение, свойственные почвам холодного района, способствуют резкому понижению температуры, поэтому в этом районе встречаются массивы почв, температуры которых в течение всего теплого периода ниже  $15^{\circ}\text{C}$ .

Почвы холодного района длительно переувлажнены и без соответствующей осушки под пашни не используются.

Учет пространственной неоднородности термического режима почвы позволяет с большей детализацией оценивать климатические ресурсы ограниченных территорий. Применение данных по теплообеспеченности почв в пределах отдельного хозяйства может служить обоснованием для дифференцированного подхода к применению агротехнических приемов на полях с различными почвами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Термический режим почвы.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967.
2. Горышина Н. Г. Теплообеспеченность почв на Северо-Западе ЕТС.— «Груды ГГО», 1970, вып. 264.
3. Димо В. Н. Зонально-провинциальные особенности температуры почв СССР и классификация температурного режима.— В кн. Тепловой и водный режим почв СССР. М., «Наука», 1968.
4. Почвенно-географическое районирование СССР. М., Изд. АН СССР, 1962.
5. Справочник по климату СССР. Ч. 2. вып. 8. Л., Гидрометеиздат, 1964.

## НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕРМИЧЕСКОМУ РЕЖИМУ ПОЧВЫ ТАЙМЫРСКОЙ ТУНДРЫ

Данная статья выполнена на основании полевых метеорологических наблюдений, проведенных в 1970 г. на территории Таймырского стационара Ботанического института им. В. Л. Комарова. Экспедиционные микроклиматические работы проводились также в 1966 и 1967 гг., по материалам наблюдений этих экспедиций опубликованы статьи [1, 4, 5, 6].

Микроклиматические исследования, проведенные Главной Геофизической обсерваторией на Таймыре, являются частью комплекса обширных исследований, посвященных изучению биогеоценозов тундры.

Для современной метеорологии характерно широкое развитие теоретических исследований, целью которых является построение расчетных схем, теоретических моделей процессов тепло- и влагообмена на ограниченных территориях. В этих построениях широко используются теплобалансовые расчеты по данным регулярных наблюдений сети. Применяется моделирование метеорологических процессов в аэродинамических трубах и в камерах искусственного климата [2, 3]. Однако все результаты теоретических изысканий и моделирования подлежат проверке в натуральных условиях. В малоисследованных и весьма своеобразных условиях арктической и субарктической тундры более, чем в других районах страны, нельзя ограничиваться теоретическими решениями вопроса.

В качестве основного метода изучения микроклимата в этих районах может служить экспериментальный метод, основанный на проведении детальных метеорологических экспедиционных наблюдений в пределах ограниченных территорий, характеризующихся большой изменчивостью биогеоценозов в пространстве.

Использовать данные регулярных наблюдений метеорологической сети даже для общих режимных характеристик можно очень ограниченно вследствие редкой сети станций в высоких широтах и малой их репрезентативности для условий континентальной тундры, так как подавляющее большинство этих станций расположено на побережье Ледовитого океана и его островах и характеризует морской климат Арктики и Субарктики.

Лишь экспедиционные наблюдения показали, что для арктической и субарктической континентальной тундры летом характерен четко выраженный суточный ход метеорологических элементов,

продолжительные инверсионные состояния атмосферы (8—10 ч), огромный градиент температуры (до 20—25° С) между поверхностью почвы и воздухом на высоте 1,5—2,0 м [4, 5, 6].

Расчет составляющих теплового баланса по данным экспедиционных наблюдений показал, что необычно большой процент радиационного баланса расходуется в тундре на поток тепла в почву (30—35%), а расходы тепла на испарение при влажности почвы, близкой к насыщению, напротив, непропорционально малы (~30%). Указанные закономерности метеорологического режима тундры вполне понятны и объяснимы [1, 6].

По данным экспедиций 1966 и 1967 гг. были получены количественные характеристики микроклиматической изменчивости в тундровом ландшафте, однако эти данные относились к разгару полярного лета (июль).

Микроклиматические различия между разными типами тундр и в элементах нанорельефа весной, летом и осенью имеют не только количественные отличия, а в ряде случаев и качественно иные соотношения.

Данные экспедиционных наблюдений 1970 г. позволяют проследить микроклиматическую изменчивость между различными типами тундр в период перехода от лета к осени и в раннеосенний период.

Согласно [4, 6], яр получает в дневные часы в июле примерно в 1,5 раза больше солнечной радиации, чем горизонтальная поверхность пятнистой тундры. Увеличение количества приходящей солнечной радиации обуславливает более высокие температуры почвы на яру: различие между пятнистой тундрой и яром достигает в июле на глубине 5 см — 8—9° С, на глубине 20 см — 5° С.

В августе, в связи со значительным уменьшением количества приходящей радиации в высоких широтах, уменьшается и различие в притоке радиации к пятнистой тундре и яру, что приводит к уменьшению разностей температуры почвы между этими точками.

Действительно, согласно табл. 1, разности температур на глубине 5 см в конце июля составляют 4—6° С, в середине августа 2—4° С, в конце августа 0,3—1,7° С.

На глубине 20 см рассматриваемые различия составляют в конце июля 3—5° С, в середине августа 3—4° С, в конце ~1° С. По мере увеличения глубины диапазон разностей температуры почвы между разными типами тундры, естественно, уменьшается по абсолютным значениям, но эти разности сохраняются на глубине 20 см осенью дольше, чем на меньших глубинах (табл. 1). Очевидно, в первую половину сентября различия в температуре почвы между яром и пятнистой тундрой вообще сглаживаются, начинается уже промерзание почв. Термические различия мерзлых почв определяются, очевидно, прежде всего мощностью снежного покрова.

На Таймырском полуострове в холодный период года преобладают ветры южных направлений. Яры, имеющие южную ориентацию, оказываются наветренными склонами, и снежный покров

Разности температуры почвы пятнистой тундры и яра

Дата	Часы						
	10	13	16	19	21	1	3
Глубина 5 см							
26—27 VII	—5,5	—6,2	—6,2	—5,4	—4,5	—3,9	—4,2
11—12 VIII	—2,9	—4,0	—3,9	—2,6	—2,4	—2,2	—2,1
29—30 VIII	—0,5	—0,9	—1,7	—1,5	—0,5	—0,5	—0,3
Глубина 10 см							
26—27 VII	—3,9	—4,8	—5,0	—4,6	—4,9	—4,1	—3,8
11—12 VIII	—2,9	—3,6	—3,7	—3,0	—3,1	—2,8	—2,6
29—30 VIII	—0,6	—0,9	—1,2	—2,2	—0,5	—0,9	—0,3
Глубина 20 см							
26—27 VII	—3,2	—3,8	—4,4	—4,6	—4,8	—4,8	—4,7
11—12 VIII	—3,0	—3,4	—3,8	—3,2	—3,8	—3,5	—3,4
29—30 VIII	—1,4	—1,0	—1,1	—1,2	—1,0	—1,0	—0,9

может сдуваться с гребней яров. Возможно, что промерзание почвы зимой здесь будет сильнее, чем, например, в пятнистой тундре.

Наблюдения на болоте охватывают более короткий период (26 июля—15 августа) и не дают возможности проследить полностью смену знаков микроклиматических разностей между пятнистой тундрой и болотом. Болотные почвы характеризуются большой теплоемкостью и малой теплопроводностью, вследствие чего они медленно прогреваются и медленно остывают. Весной и в первую половину лета болотные почвы холоднее почв пятнистой тундры на всех глубинах. Во второй половине лета эти различия уменьшаются и в верхних слоях (5 см) болотные почвы становятся теплее. Возможно, что осенью на какой-то период болотные почвы становятся теплее почв пятнистой тундры во всем слое, охваченном наблюдениями (до 20 см), но продолжительность этого периода пока неизвестна.

В конце июля температура почвы болота на глубине 5 см уже несколько выше, чем на пятнистой тундре (различия не превышают 1°С), к середине августа эта величина несколько возрастает (1,2°С). На глубине 20 см почвы на болоте холоднее, чем на пятнистой тундре и в конце июля и в середине августа: абсолютные значения разностей уменьшаются от 3—4°С в июле до 1,0—1,5°С в августе (табл. 2).

Для тундры характерен сплошной травяно-кустарниковый и моховой покров, который создает влаго- и теплоизолирующую прослойку. Для выяснения роли этой прослойки в термическом режиме почвы был проделан следующий эксперимент. В одинаковых

Таблица 2

Разности температуры почвы между пятнистой тундрой  
и полигональным болотом

Дата	Часы						
	10	13	16	19	22	1	3
Глубина 5 см							
26—27 VII	-0,2	-0,6	-0,4	-1,0	-0,8	-0,6	-0,5
14—15 VIII	-0,6	-0,6	-1,0	-1,2	-0,8	-0,6	-0,6
Глубина 10 см							
26—27 VII	0,9	1,0	0,5	1,0	0,2	0,4	0,5
14—15 VIII	0,3	0,4	0,5	0,2	0,1	-0,1	-0,2
Глубина 20 см							
26—27 VII	3,0	3,4	3,8	4,1	4,2	4,1	4,2
14—15 VIII	1,0	1,2	1,6	1,7	1,6	1,4	1,5

условиях в пятнистой тундре и на валике полигонального болота были установлены комплекты термометров Савинова под естественным покровом и на оголенной площадке.

Таблица 3

Разности температуры почвы в пятнистой тундре на участках  
с естественным покровом и снятой дерниной

Дата	Часы						
	10	13	16	19	22	1	3
Глубина 5 см							
26—27 VII	-6,6	-7,9	-8,0	-6,8	-3,5	-3,3	-2,7
2—3 VIII	-4,1	-4,4	-3,6	-2,2	-1,3	-0,2	-0,3
11—12 VIII	-1,9	-3,7	-3,2	-1,9	-0,7	-0,2	-0,0
17—18 VIII	-2,0	-3,7	-3,0	-1,7	-0,6	0,4	0,2
3—4 IX		-0,7		-0,0		0,5	
Глубина 20 см							
26—27 VII	-4,0	-4,9	-5,4	-5,8	-5,5	-4,8	-4,1
2—3 VIII	-2,2	-2,6	-2,8	-2,8	-2,5	-2,1	-1,8
11—12 VIII	-0,9	-1,4	-1,9	-2,0	-1,9	-1,4	-1,2
17—18 VIII	-0,4	-0,7	-1,4	-1,5	-1,3	-1,2	-1,0
3—4 IX		-0,1		-0,5		-0,1	

По данным экспедиций 1966 и 1967 гг., в июле разности температуры почвы между такими участками составляли на глубине

5 см в пятнистой тундре и на болоте 5—6° С, на 20 см около 2° С. Согласно табл. 3 (1970 г.), в конце июля в дневные часы на пятнистой тундре оголенный участок на глубине 5 см теплее на 6—8° С, а ночью вследствие большой теплоотдачи с оголенного участка эта величина уменьшается и близка к 3° С. С глубиной разности уменьшаются, но остаются достаточно большими: даже на глубине 20 см на пятнистой тундре в конце июля рассматриваемые разности составляют 4—6° С в течение всех суток, так как суточный ход температуры почвы на глубине 20 см не выражен.

К середине августа разности заметно уменьшаются. На глубине 5 см в дневные часы они не превышают 3—3,5° С, уменьшаясь ночью до нескольких десятых и даже 0° С. На глубине 20 см разности мало изменяются в течение суток и составляют 1—2° С.

Представляет интерес сравнение термического режима почв различных участков полигонального болота.

На болоте для сравнения было выбрано 2 участка — полигон и валик. На валике по сравнению с полигоном повышена верхняя граница вечной мерзлоты, температура почвы измерялась здесь только до глубины 15 см, так как на 20 см была уже мерзлота. Подъем уровня мерзлоты объясняется тем, что мощность мха, который препятствует прогреванию почвы, на валике больше, а влажность почвы меньше, чем на полигоне, поэтому на валике проникновение тепла в глубь почвы меньше, что обуславливает различия в температурном режиме почвы этих участков. За период 26 июля — 15 августа на всех глубинах почва полигона теплее, чем валика. Самые большие различия наблюдаются в верхнем 5-см слое, с глубиной они уменьшаются.

В конце июля максимальные различия на глубине 5 см достигали 6,4° С, на глубине 10 см — 5,8° С, а на глубине 15 см — 3,8° С, температура почвы на глубине 20 см на полигоне приблизительно такая же, как на глубине 15 см на валике (рис. 1.). Суточный ход разностей выражен очень слабо. Осенью при остывании почвы происходит отдача накопленного тепла, и в почвах с большей теплопроводностью, в данном случае — полигона болота, этот процесс протекает быстрее, и к середине августа различия в температуре почвы рассматриваемых участков уменьшаются. На глубине 5 см максимальное различие 14—15 VIII было 2,8° С, а на глубине 20 см — 1,0° С.

Рассмотрим, как менялась суточная амплитуда температуры воздуха за ясные сутки на пятнистой тундре (рис. 2). В конце июля суточный ход температуры воздуха выражен четко, амплитуда составляет 11° С ( $t_{\max} = 25^{\circ}\text{С}$ ,  $t_{\min} = 14^{\circ}\text{С}$ ). К середине августа в связи с уменьшением притока солнечной радиации происходит понижение общего уровня температуры и амплитуда температуры воздуха за ясные сутки уменьшается до 7° С ( $t_{\max} = 12^{\circ}\text{С}$ ,  $t_{\min} = 5^{\circ}\text{С}$ ). К концу августа — началу сентября амплитуда уменьшается еще больше и составляет 29—30 августа — 3,4° С ( $t_{\max} = 0,4^{\circ}\text{С}$ ,  $t_{\min} = -3,0^{\circ}\text{С}$ ) и 3—4 сентября — 3,0° С ( $t_{\max} = -0,4^{\circ}\text{С}$ ,  $t_{\min} = -3,4^{\circ}\text{С}$ ).

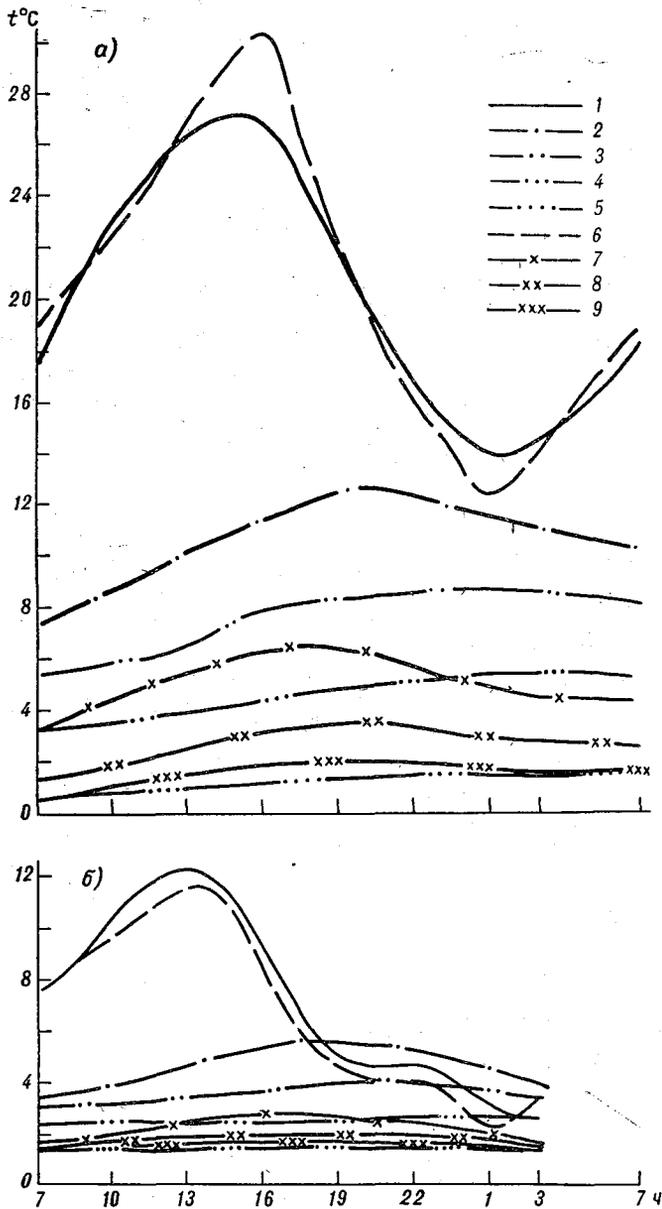


Рис. 1. Суточный ход температуры почвы  $t$  на разных глубинах (см) 26—27 июля (а) и 14—15 августа (б).

Глубина слоя почвы (см) на полигоне болота: 1—поверхность, 2—5, 3—10, 4—15, 5—20; на валике болота: 6—поверхность, 7—5, 8—10, 9—15.

Большое значение для растений имеет перепад температур в припочвенном двадцатисантиметровом слое воздуха и в почве на разных глубинах. На рис. 3 приводится суточный ход разностей температуры воздуха на высоте 20 см  $t^{20}$  и температуры почвы на глубине 5 см  $t_5$  (а) и 20 см  $t_{20}$  (б) на пятнистой тундре. В конце июля рассматриваемые разности ( $t^{20}-t_5$ ) и ( $t^{20}-t_{20}$ ) положительны в течение всех суток. Максимальные различия ( $t^{20}-t_5$ ) наблюдаются в дневные часы и составляют приблизи-

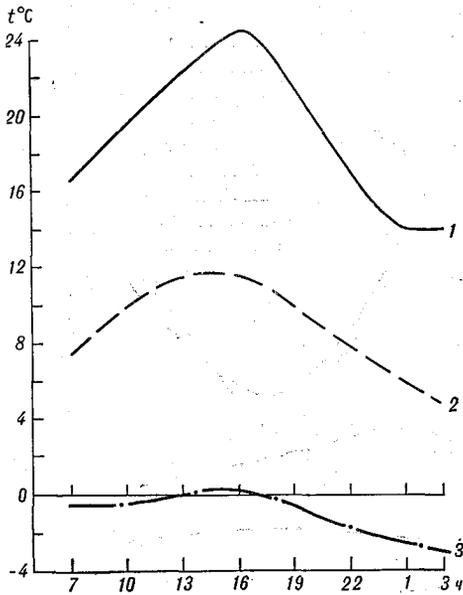


Рис. 2. Суточный ход температуры воздуха на пятнистой тундре на высоте 150 см.

1 — 26–27 июля, 2 — 11–12 августа, 3 — 29–30 августа.

тельно  $14^{\circ}\text{C}$ , минимальные ночью  $3,5^{\circ}\text{C}$ . Разности ( $t^{20}-t_{20}$ ) еще больше: днем достигают  $20^{\circ}\text{C}$ , ночью  $-8,5^{\circ}\text{C}$ .

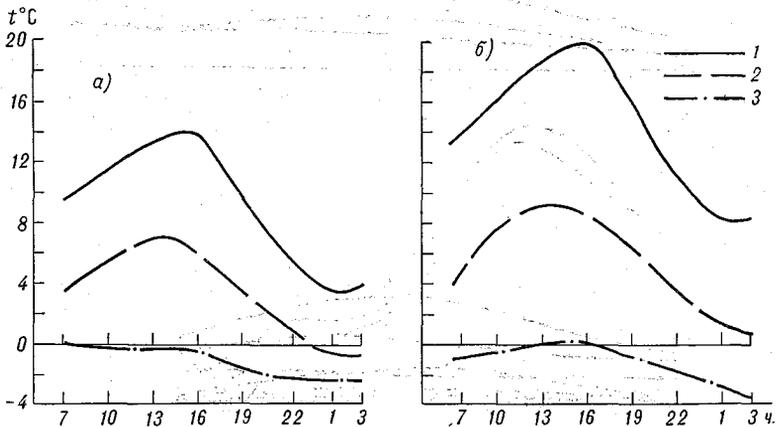


Рис. 3. Суточный ход разностей температур воздуха и почвы на пятнистой тундре.

а —  $t^{20}-t_5$ ; б —  $t^{20}-t_{20}$ .  
1 — 26–27 июля, 2 — 11–12 августа, 3 — 29–30 августа.

Суточная амплитуда разностей температур ( $t^{20}-t_5$ ) около  $10,5^{\circ}\text{C}$ , а ( $t^{20}-t_{20}$ ) несколько больше — примерно  $11,5^{\circ}\text{C}$ . Эти значения очень близки к величинам суточных амплитуд темпера-

туры воздуха, что вполне понятно, поскольку суточный ход температуры почвы в пятнистой тундре выражен слабо, и амплитуда разностей температур почва—воздух обуславливается амплитудой температуры воздуха, которая в это время имеет значения 10—12° С.

К середине августа разности температур почва—воздух уменьшаются (рис. 3). Наибольшие значения ( $t^{20}-t_5$ ) составляют днем 7° С, а ночью эти разности имеют небольшие отрицательные значения: почва становится немного теплее воздуха. Разности ( $t^{20}-t_{20}$ ) также стали меньше, дневные значения их не превышают 9° С, ночью сохраняются небольшие (~1° С) положительные значения. Суточные амплитуды рассматриваемых разностей уменьшаются до 7—8° С.

Для конца августа характерен выраженный осенний режим: разности воздух—почва в течение продолжительного времени суток (с 16 до 7 ч утра) отрицательные, в остальное время суток (с 7 до 15 ч) близки к нулю. Амплитуда суточных колебаний разностей ( $t^{20}-t_5$ ) = 2° С, ( $t^{20}-t_{20}$ ) = 3° С.

В заключение следует отметить, что вопросы детального изучения микроклиматов различных типов тундрового ландшафта еще недостаточно исследованы. Необходимо получение микроклиматических характеристик различных типов тундры за весь вегетационный период: пока совершенно отсутствуют данные за весенний период, недостаточно их и для осени.

Необходимо также детальное изучение метеорологического режима самого припочвенного слоя воздуха (0—20 см) и температуры верхних слоев почвы в элементах нанорельефа. Эти исследования находятся сейчас еще в самой начальной стадии, хотя именно они и представляют наибольший интерес при изучении тундровых биогеоценозов.

Необходимо проведение тщательных экспериментальных наблюдений с помощью дистанционных малогабаритных приборов по всем метеорологическим элементам в течение всего вегетационного периода.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А да мен ко В. Н. Тепловой баланс и возможности мелиорации термического режима почвы.—«Труды ГГО», 1969, вып. 248.
2. Бу ды ко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971.
3. Ла й х т м а н Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970.
4. Ро ма но ва Е. Н. Некоторые особенности микроклимата континентальной субарктической тундры.—«Труды ГГО», 1969, вып. 248.
5. Ро ма но ва Е. Н. Микроклиматическая характеристика Таймырской тундры.—«Труды ГГО», 1970, вып. 264.
6. Ро ма но ва Е. Н. Микроклимат тундры в районе Таймырского стационара.— В кн.: Биогеоценозы Таймырской тундры и их продуктивность. Л., «Наука», 1971.

## ВОЗМОЖНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИНТЕРПОЛЯЦИИ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА В ГОРАХ

В условиях пересеченного рельефа данные метеорологических наблюдений за ветром отличаются большой пестротой даже на сравнительно близких расстояниях. Особенно большая изменчивость ветровых характеристик типична для горных районов, где изменения скорости и направления ветра в пределах небольших территорий могут быть очень значительны. И в то же время детальный учет режима ветра в пересеченной местности крайне важен при решении целого ряда народнохозяйственных задач.

С помощью данных только метеорологической сети нельзя получить достаточно полного представления о воздействии сложного рельефа на воздушный поток, о пространственной изменчивости ветровых характеристик на определенных конкретных территориях.

Для изучения режима ветра в условиях изрезанного рельефа необходима постановка дополнительных, хотя бы кратковременных наблюдений за ветром в характерных формах рельефа. На основании многолетних экспедиционных наблюдений сектора микроклимата ГГО оказалось возможным выявить закономерности изменения режима ветра в различных условиях изрезанного рельефа, произвести типизацию форм рельефа по их воздействию на ветер.

В качестве количественного показателя изменения скорости воздушного потока в разных формах рельефа используется коэффициент  $k$ , который представляет собой отношение скорости ветра в данном местоположении к скорости на открытом ровном месте (табл. 1). Данный вариант таблицы отличается от опубликованных ранее [3, 4] большей детализацией по учету изменения коэффициентов скорости ветра в зависимости от формы рельефа. В частности, в п. II уточнена редакция в описании формы рельефа, средние и нижние части склонов выпуклого профиля разделены на две группы: 1) наветренные и параллельные ветру; 2) подветренные.

В п. III выделены в разные группы: 1) дно и нижние части склонов долин, лощин, оврагов, различно ориентированных по отношению к ветру и 2) средние и верхние части таких склонов.

В табл. 1 показано действие динамического фактора на скорость ветра, а разделение данных в зависимости от времени суток (день и ночь), как это было опубликовано в прежних вариантах таблицы, обусловлено влиянием стратификации атмосферы на

Таблица 1

Коэффициенты изменения скорости ветра в различных условиях рельефа по сравнению с открытым ровным местом (2 м) при устойчивой (1-я строка) и неустойчивой (2-я строка) стратификации атмосферы

Форма рельефа	Скорость ветра на ровном месте, м/с	
	3—5	≥ 6
Открытое ровное место	1	1
I. Открытые возвышения (холмы)		
1) Вершины		
а) $\Delta h > 50$ м	1,4—1,5	1,2—1,3
б) $\Delta h < 50$ м	1,6—1,8 1,3—1,4 1,6—1,7	1,4—1,5 1,1—1,2 1,3—1,4
2) Наветренные склоны крутизной 3—10°		
а) верхняя часть	1,2—1,3 1,4—1,6	1,1—1,2 1,3—1,5
б) средняя часть	1,0—1,1 1,0—1,1	1,0—1,1 1,1—1,2
в) нижняя часть	1,0 0,8—0,9	0,9—1,0 1,0
3) Параллельные ветру склоны крутизной 3—10°		
а) верхняя часть	1,1—1,2 1,3—1,4	1,0—1,1 1,2—1,3
б) средняя часть	0,9—1,0 1,0—1,1	0,8—0,9 0,9—1,0
в) нижняя часть	0,8—0,9 0,9—1,0	0,7—0,8 0,8—0,9
4) Подветренные склоны крутизной 3—10°		
а) верхняя часть	0,8—0,9 0,8—0,9	0,7—0,8 0,7—0,8
б) средняя часть	0,8—0,9 0,9—1,0	0,8—0,9 0,9—1,0
в) нижняя часть	0,7—0,8 0,8—0,9	0,7—0,8 0,8—0,9
II. Возвышения с плоскими вершинами и пологими в верхней части склонами		
1) Вершины, верхние части наветренных и подветренных склонов крутизной 1—3°	1,2—1,4 1,4—1,6	1,1—1,3 1,4—1,5
2) Средние и нижние части наветренных и параллельных ветру склонов крутизной 4—10°	1,1—1,2 1,1—1,2	1,1—1,2 1,2—1,3
3) Средние и нижние части подветренных склонов крутизной 4—10°	0,7—0,9 0,9—1,0	0,8—0,9 0,9—1,0

Форма рельефа	Скорость ветра на ровном месте, м/с	
	3-5	≥ 6

### III. Долины, лощины, овраги

1) Дно и нижние части склонов долин, лощин, оврагов, продуваемых ветром	1,1—1,2 1,3—1,5	1,2—1,3 1,4—1,5
2) Дно и нижние части склонов долин, лощин, оврагов, непродуваемых ветром	0,7—0,8 0,6 и менее	0,7—0,8 0,6 и менее
3) Дно и нижние части склонов оврагов, замкнутых долин, лощин	0,6 и менее	0,6 и менее
4) Средние и верхние склоны долин, лощин, оврагов		
а) продуваемых ветром	1,2—1,3 1,4—1,5	1,1—1,2 1,3—1,5
б) непродуваемых	0,8—0,9 0,6—0,7	0,8—0,9 0,6—0,7
в) замкнутых	0,6 и менее	0,6 и менее

динамическую деформацию воздушного потока, поэтому целесообразно и указать стратификацию атмосферы, что и сделано в данном варианте.

С помощью табл. 1 можно оценить изменения скорости ветра на конкретной территории, не охваченной специальными наблюдениями, т. е. представить детальную карту изменения ветровых характеристик для условий сложного рельефа.

Методика микроклиматического картирования ветровых характеристик в условиях холмистого рельефа разработана и позволяет строить микроклиматические карты различной степени подробности в зависимости от решения конкретных народнохозяйственных задач [3, 5]. Экспедиционные исследования сектора производились в условиях холмистого рельефа. Однако, как будет показано в данной статье, значения полученных коэффициентов и методика картирования применимы и для внутригорных территорий.

Воздушный поток, набегающий на горный массив, испытывает влияние этого массива еще на сравнительно ровных предгорных территориях. Под этим влиянием скорость ветра ослабляется вследствие расхода кинетической энергии потока на торможение и на восхождение при встрече с большими препятствиями. Например, заметное ослабление скорости ветра наблюдается в южных районах Средней Азии, примыкающих к горным массивам [2].

Деформация поля ветра внутри горного массива еще значительнее, чем в предгорьях. Однако результаты сопоставления анемометрических съемок со значениями коэффициентов изменения скорости (табл. 1) показали полную возможность применения этих коэффициентов и в таких условиях.

Действительно, и внутри горного массива, и в пределах холмистого рельефа встречаются морфологически сходные по формам рельефа территории. В пределах таких территорий физические при-

чины формирования микроклимата аналогичны, и в первую очередь это относится к особенностям варьирования по территории скоростей ветра.

В работах автора [4] и др. поднимается вопрос об условности контрольной точки, так как даже в холмистом рельефе трудно выбрать открытое ровное место, совершенно не находящееся под влиянием соседних возвышенностей. При экспедиционных наблюдениях в качестве контрольного пункта использовалась точка, находящаяся на наиболее выровненном участке в понижении рельефа, в частности в широкой части долины реки. Еще сложнее обстоит дело с выбором контроля для внутригорных территорий. Здесь понятие «открытого ровного места» носит еще более условный характер, чем в холмистой местности.

Принцип выбора контрольного пункта должен и в горах быть таким же, как в условиях холмистого рельефа, т. е. контрольный пункт выбирается на сравнительно ровном открытом месте. Таким условиям обычно удовлетворяет центральная часть широкой долины.

На рис. 1 представлено картирование коэффициентов изменения скорости ветра для северного направления основного потока для внутригорной территории Кавказа в окрестностях города, расширяющего свою селитебную территорию.

Картирование производилось на специально подготовленной морфометрической основе, которая позволяет типизировать рельеф в соответствии с выявленными закономерностями деформации поля ветра в нижнем слое воздуха. Вопросы микроклиматического картирования с помощью морфометрических характеристик рельефа достаточно подробно изложены в работе автора [3], возможность применения этого метода картирования для горных условий не вызывает сомнения.

Рельеф рассматриваемого участка очень сложный. На карте проведены линии водоразделов, отдельные вершины не изображены. Наибольшие скорости ветра имеют место в верхних частях наветренных склонов, примыкающих к водоразделам, верхняя часть подветренных склонов характеризуется некоторым ослаблением скоростей ветра. Наибольшее ослабление скоростей наблюдается в узких долинах, ориентированных перпендикулярно направлению воздушного потока, и в замкнутых котловинах.

Картирование коэффициентов изменения скорости ветра производилось независимо от организованных в пределах рассматриваемой территории специальных наблюдений за ветром в различных местоположениях. Анемометрические съемки проводились в течение двух лет, но анемометра на основании этих наблюдений построена не была; оказалось затруднительным связать в пространстве данные отдельных точек наблюдений.

Эмпирические данные, убедительно подтвердили надежность примененного метода: коэффициенты изменения скорости ветра, полученные по наблюдениям, разместились по карте в соответствии со своими значениями, за исключением одной точки,

расположенной в ровной и широкой части долины, где  $k$  должно быть равно единице. Это несовпадение можно объяснить только браком наблюдений.

Можно считать, что построение этой карты послужило как бы проверкой методики картирования микроклиматических показате-

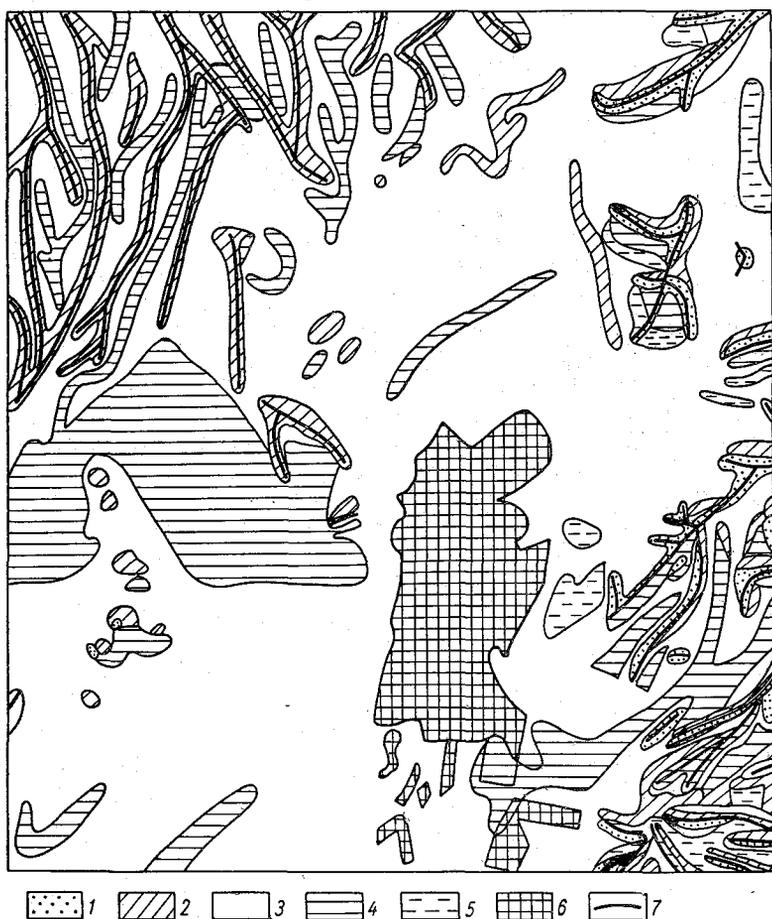


Рис. 1. Изменение скорости северного ветра.

1 —  $k=1,3-1,4$ ; 2 —  $k=1,1-1,2$ ; 3 —  $k=0,9-1,0$ ; 4 —  $k=0,8-0,6$ ; 5 —  $k < 0,6$ ; 6 — городская застройка, 7 — линии водоразделов.

лей на морфометрической основе и доказало пригодность табл. 1 для оценки ветрового режима в горном рельефе.

Приведенный пример картирования показывает, что даже такой изменчивый по территории метеорологический элемент, как ветер, вполне может быть подвергнут пространственной интерполяции в условиях горного рельефа. Для верного решения конкретной

задачи важно правильно выбрать масштаб карты, который определяется сложностью рельефа и целью картирования. Этим вопросам посвящены работы [1, 5].

Безусловна большая значимость микроклиматического картирования на морфометрической основе для различных отраслей народного хозяйства: при решении ряда проектных задач, связанных с проектированием и размещением каких-либо объектов по территории в градостроительных целях, для сельского хозяйства и др.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Береснева И. А., Васильева Л. Г., Голубова Т. А. Оценка теплообеспеченности вегетационного периода в Оренбургской области на картах разного масштаба. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288.
2. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Л., Гидрометеоздат, 1963.
3. Микроклимат СССР. Гл. 2 и 3. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеоздат, 1967.
4. Романова Е. Н. Ветровой режим. — В кн.: «Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Л., Гидрометеоздат, 1962.
5. Романова Е. Н. Картирование ветровых характеристик в сложном рельефе на картах разного масштаба. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕГО ЧИСЛА ДНЕЙ С РОСОЙ ПО ТЕРРИТОРИИ СССР

Процесс росообразования является результатом взаимодействия погодных условий (радиационного излучения, облачности, влажности воздуха, скорости ветра), состояния подстилающей поверхности и местных условий конкретного района. Изменение того или другого из вышеперечисленных факторов вызывает соответствующие изменения в частоте, интенсивности, длительности оседания росы. В районах, расположенных в непосредственной близости от водоемов, рек или находящихся под влиянием адвекции влажных морских масс воздуха, при безоблачной тихой погоде обычно наблюдается обильное росообразование. В засушливых областях пониженная влажность воздуха и почвы задерживает в ночные часы начало конденсации, даже в случае интенсивного радиационного выхолаживания. Естественно, что большое разнообразие погодных условий в теплый период года в различных климатических зонах будет непосредственно сказываться на количестве выпадающей росы и на распределении числа дней с росой по территории.

Для изучения годового хода и географического распределения среднего числа дней с росой были использованы данные ежедневных наблюдений за росой [ТМ-1] за десятилетний период [1959—1968 гг.] около 300 метеорологических станций, расположенных в различных районах Советского Союза. На основании полученного материала составлена карта среднего числа дней с росой по СССР (рис. 1).

Среднее число дней с росой за год по СССР колеблется в широких пределах. Большая изменчивость этой величины объясняется разнообразием климатических и физико-географических условий территории.

Самое малое число дней с росой характерно для севера ЕТС и составляет в среднем 25—50 при длительности возможного периода росообразования 80—100. За возможный период росообразования принимается период между средними датами появления росы весной и окончания осенью. Частому выпадению росы в этом районе препятствует большая облачность летом, несмотря на постоянно высокую относительную влажность воздуха.

Существенно увеличивается период росообразования в Прибалтике и Белоруссии. Здесь росы могут выпадать в течение восьми

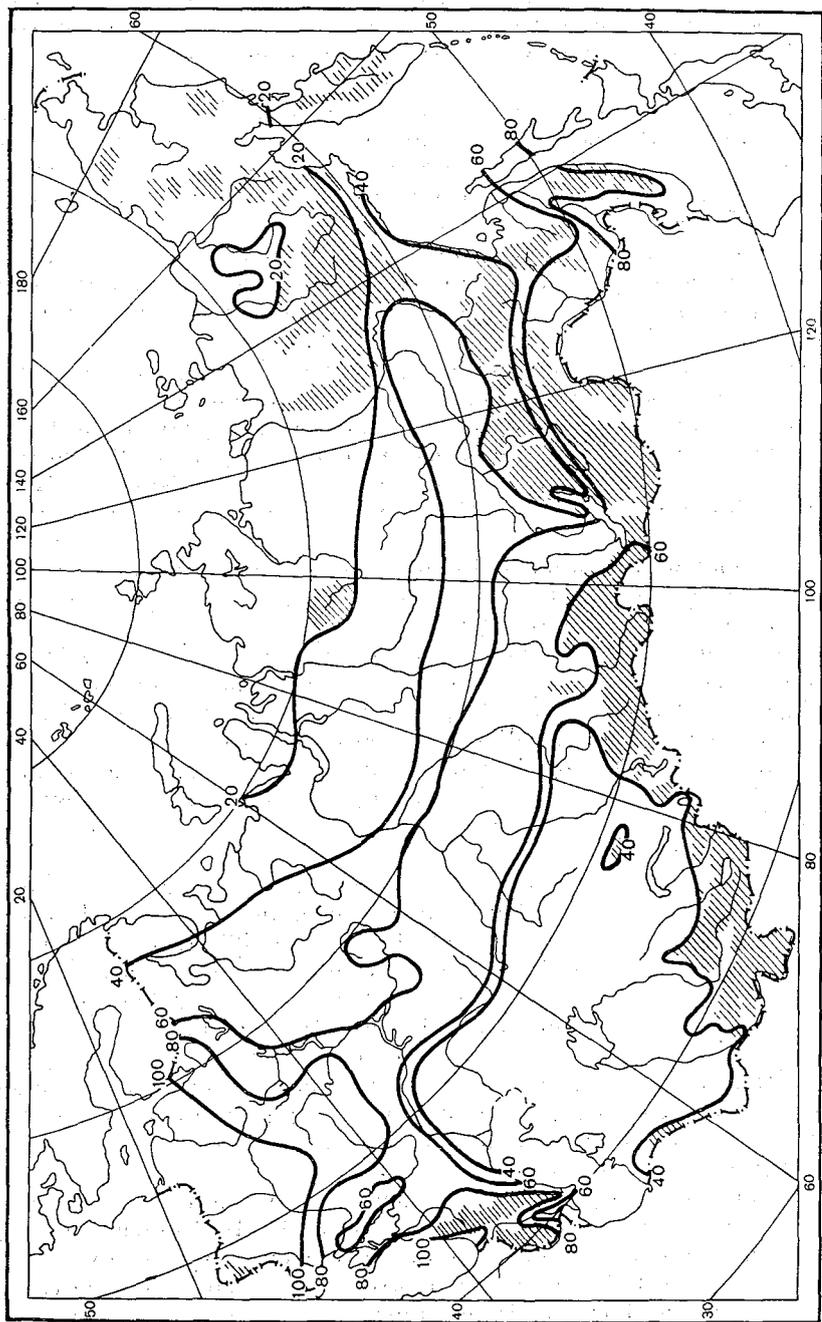


Рис. 1. Распределение среднего числа дней с росой по территории СССР.

месяцев. Количество дней с росой за год достигает 100 и более. Повышенное росообразование связано с частыми затоками влажных морских воздушных масс с Атлантики. Увеличение содержания водяного пара в воздухе способствует выпадению обильных рос.

Центральная часть Европейской территории Советского Союза также отличается довольно высокой влажностью воздуха в теплый период года, и поэтому при малооблачной тихой погоде незначительное ночное понижение температуры вызывает выпадение росы.

Менее благоприятные условия для росообразования складываются по мере продвижения на восток в связи с возрастающей сухостью воздуха, где в среднем за год бывает только 50—90 дней с росой.

В Центрально-Черноземных районах и на Украине росы выпадают обычно с марта по ноябрь. Наиболее активное росообразование отмечается в северной части Волыно-Подольской возвышенности, предгорьях Карпат и на Южном берегу Крыма. Максимум рос чаще всего приходится на сентябрь, а на побережье Черного моря большее число дней с росой наблюдается весной и осенью.

В Ставропольском крае и Ростовской области среднее число дней с росой за теплый период года остается достаточно высоким и колеблется в пределах 60—80.

Значительное снижение числа дней с росой наблюдается в Нижнем Поволжье. Для этих районов характерны частые суховеи, повышенная сухость воздуха, которая может сохраняться на протяжении нескольких месяцев. В связи с этим количество дней с росой снижается до 30—40. Влияние Каспийского моря на увлажнение воздуха сказывается лишь на небольшом расстоянии. Об этом свидетельствует возрастание среднего числа дней с росой в Астрахани до 90.

Для характеристики распределения числа дней с росой за теплый период (апрель—октябрь) по территории Западной Грузии были использованы данные М. О. Кордзахия [2]. В приморской, наиболее влажной зоне число дней с росой наибольшее — 80—130. С удалением от берега моря по Рионской долине число дней с росой заметно уменьшается (Поти — 101, Кутаиси — 55, Орпири — 41), что связано с падением влажности воздуха в этом районе. В Западной Грузии роса чаще наблюдается не осенью и весной, как, например, в типичном континентальном климате, а летом, что объясняется повышением здесь относительной влажности воздуха в это время года.

При сравнении среднего числа дней с росой за теплый период по ЕТС с данными, приводимыми в работе Н. В. Кобышевой [1], видны общие закономерности. В обоих случаях максимум дней с росой порядка 100 и более характерен для западных, юго-западных областей ЕТС и Черноморского побережья Кавказа. К юго-востоку число рос сокращается до 20—40.

Довольно заметные различия в распределении росы проявляются на Урале. В связи с большой протяженностью с севера на юг его районы находятся в различных климатических условиях, что непосредственно сказывается на частоте выпадения росы. В центральной части Урала среднее число дней с росой за период росообразования составляет 60—80, уменьшаясь к северу и югу до 30—40.

На Азиатской территории Советского Союза, к северу от 60° с. ш., росы выпадают только летом ввиду незначительной длительности теплого периода и среднее число дней с росой сокращается до 20—40. Частому росообразованию, особенно на севере Западной Сибири, препятствует неустойчивая погода летом с ветрами, облачностью, осадками.

На юге Западной и Восточной Сибири дни с росой наблюдаются с мая по октябрь. Их среднее количество за год возрастает от 50 до 70 дней. Максимум приходится на июль—август и колеблется от 15 до 20 дней. Особенно интенсивное росообразование характерно для Забайкалья. Климат этого района отличается большой континентальностью. В теплый период года в ясные ночи при интенсивном радиационном выхолаживании происходит значительное понижение температуры подстилающей поверхности и прилегающих к ней нижних слоев воздуха, вследствие чего выпадают обильные росы.

На побережье Охотского моря, Сахалина, Камчатки наблюдается от 50 до 70 дней с росой. Росы здесь равномерно распределяются по месяцам.

В южной части Приморья, в долине Амура среднее число дней с росой за год составляет 70—90. Около 50% всего числа дней с росой приходится на август и сентябрь.

Для обширной засушливой территории Казахстана характерно очень пестрое распределение среднего годового числа дней с росой: от 17 в Джезказгане до 104 в Чимкенте. В общей сложности наблюдается уменьшение числа дней с росой с севера на юг. Удаленность от водных бассейнов, а соответственно и низкая влажность воздуха, постоянные ветры не способствуют процессу конденсации. Этим объясняется почти полное отсутствие рос в течение 8—9 месяцев возможного периода росообразования. Максимальное число дней с росой за месяц редко превышает 10 даже в осенние и весенние месяцы.

В республиках Средней Азии особенности термического режима способствуют выпадению рос в течение всего года. Исключением являются горные районы, где в зимние месяцы сохраняются устойчивые отрицательные температуры воздуха. Однако вся территория Средней Азии является самым сухим районом в СССР. В этом районе более влажными постоянно остаются оазисы, побережья морей, наветренные склоны гор. В связи с этим обнаруживаются явные различия в распределении росы в пустынях, орошаемых и горных районах.

Менее всего благоприятны условия для образования росы в южных пустынях — Каракумах и Кызылкуме. В среднем за год здесь бывает около 30—60 дней с росой при возможном периоде росообразования более 300 дней. Для рассматриваемой территории на протяжении большей части года (с апреля по октябрь) характерны очень низкие значения относительной влажности, редко превышающие 50% в ночные часы, поэтому даже в ясные ночи значительные суточные амплитуды температуры воздуха не могут вызвать понижения температуры подстилающей поверхности до точки росы. Росы обычно выпадают с октября до мая, когда происходит заметное увеличение относительной влажности воздуха. Процесс росообразования не прекращается и в зимние месяцы, поскольку для зоны южных пустынь в этот период характерна неустойчивая погода с частой сменой теплых дней легкими морозами. А на крайнем юге и западных районах у Каспийского моря средняя температура января в большинстве лет выше 0° С.

В орошаемых районах Средней Азии воздух значительно более влажен, чем в окружающих пустынях. В вечерние часы наибольшие разности в значениях относительной влажности между оазисом и пустыней могут достигать 25—30% [3]. В связи с этим среднее годовое число дней с росой резко увеличивается — до 100—150 и более. В горных районах число дней с росой достигает порядка 60—70. При подъеме в горы среднее многолетнее число дней с росой заметно уменьшается. Так, на северном склоне Заилийского Алатау на высоте 850 м (Алма-Ата, ГМО) среднее число дней с росой составляет 73. На станции Верхний Горельник (высота более 2000 м) — 46 дней и на высоте 3000 м (Мын-Джилки) всего 11 дней, хотя по данным О. М. Челпановой [3], в летние месяцы на северном склоне Заилийского Алатау на высоте 2000 м и более максимум относительной влажности воздуха наблюдается именно в летний период. Резкое уменьшение числа дней с росой в этом случае происходит за счет частых осадков в летние месяцы, туманов и увеличения скорости ветра с высотой.

Более наглядно распределение числа дней с росой по месяцам можно проследить на графике годового хода среднего числа дней с росой по данным ряда станций, расположенных в различных климатических зонах СССР (рис. 2).

Годовой ход числа дней с росой на севере страны характеризуется резко выраженным максимумом в июле. В остальные месяцы число рос незначительно. Для большинства районов ЕТС число дней с росами равномерно распределено в течение всего теплого периода. Максимум чаще всего приходится на конец лета. Годовой ход рос на Украине выражен довольно плавной кривой. Максимум смещается на август и сентябрь.

Степная зона характеризуется незначительным числом рос — не более 6—7 в месяц, лишь в августе эта величина возрастает до 10 и более.

В годовом ходе среднего числа рос по Сибири отмечается очень

резкий максимум в июле и августе. За эти месяцы выпадает основное количество росы.

Распределение среднего месячного числа дней с росой в муссонном климате Приморья отличается резкостью перехода от невысоких летних значений к значительным осенним, с ярко выраженным максимумом в сентябре.

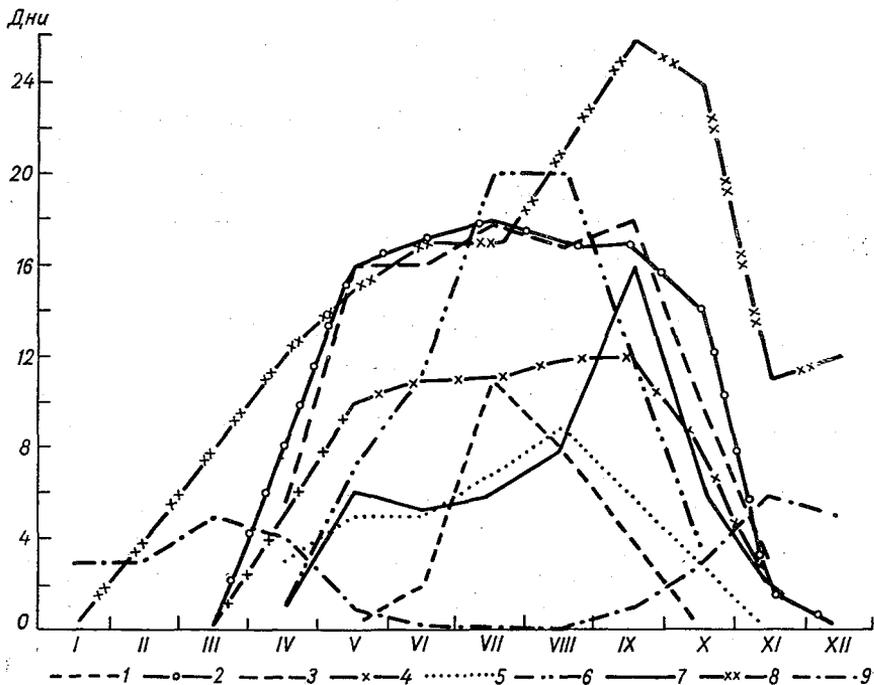


Рис. 2. Годовой ход числа дней с росой.

1 — Нарьян-Мар, 2 — Вильнюс, 3 — Москва, 4 — Полтава, 6 — Оренбург, 6 — Новосибирск, 7 — Владивосток, 8 — Фергана, 9 — Мары.

Довольно своеобразное распределение числа дней с росой наблюдается в орошаемых и пустынных районах Средней Азии. В орошаемых районах при высокой относительной влажности воздуха и наличии большого числа ясных дней, интенсивные и продолжительные росы могут выпадать в течение всего года, достигая максимальных значений в августе и сентябре (24—26 дней).

Иной годовой ход числа дней с росой наблюдается в пустынных районах. Выпадение росы здесь начинается с сентября и продолжается до июня. Выделяются два максимума: в марте и ноябре. Причем осенний максимум несколько превышает весенний. Этот тип годового хода можно назвать пустынным, так как отсутствие летних рос обусловлено длительным, почти абсолютно сухим периодом и высокими температурами подстилающей поверхности.

Приведенные данные наглядно подтверждают весьма пестрое распределение среднего числа дней с росой по территории. Однако при большом разнообразии в частоте образования росы достаточно четко прослеживаются определенные закономерности распределения этой характеристики, обусловленные влиянием климатических и физико-географических условий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кобышева Н. В. Метод определения росы и ее географическое распределение.— «Труды ГГО», 1956, вып. 61.
2. Кордзая М. О. Роса на территории Колхидской низины.— Труды Геогр. об-ва ГрузССР, 1970, вып. 11.
3. Челпанова О. М. Климат СССР. Вып. 3. Средняя Азия. Л., Гидрометеоздат, 1963.

## РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ СКЛОНОВ В ПРИМОРСКОМ КРАЕ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПЛОДОВОДСТВУ

Одной из причин возникновения микроклиматических различий в условиях изрезанного рельефа является неодинаковая ориентированность склонов по отношению к солнцу, основному источнику тепла, и в связи с этим разная обеспеченность их теплом. Чтобы учесть эти различия, необходимо выявить основные закономерности распределения коротковолновой и длинноволновой радиации в условиях изрезанного рельефа.

В настоящее время насчитывается сравнительно большое количество работ, посвященных изучению радиационного режима территорий и закономерностям распределения его составляющих [2, 5, 7, 9, 15, 17, 18, 16, 21]. Наиболее полные сводки их приводятся М. И. Будыко [8, 9]. Однако в большинстве публикаций вопросы радиационного режима рассматриваются или в общегеографическом плане, или применительно к равнинным территориям. Работ, касающихся радиационного режима склонов, немного, что вызывает необходимость дальнейших исследований в этом направлении.

Из работ обобщающего и экспериментального характера следует отметить [2—4, 10, 11, 16—18, 20—21] и др. В указанных исследованиях с помощью эмпирических зависимостей, учитывающих местные особенности, разработана методика количественной оценки радиационного режима склонов, пригодная для любого района Советского Союза.

В данной работе поставлена задача исследования закономерностей распределения по территории Приморского края основных характеристик радиационного режима (радиационного баланса, прямой и суммарной радиации) и определения их количественной величины за период с температурой выше  $10^{\circ}\text{C}$  с учетом влияния ориентации и крутизны склонов.

Большой практический интерес представляет характеристика радиационного режима склонов в весенний период на фоне низких средних суточных и ночных температур, так как в это время плодовые особенно сильно поражаются солнечными ожогами.

При выполнении работы были использованы актинометрические наблюдения 29 гидрометеорологических станций Дальнего Востока.

Достоверность результатов расчета оценивалась путем сравнения их с данными наблюдений.

Работ по количественной оценке прямой и суммарной радиации, поступающей на территорию Приморского края, ранее выполнено не было, а характеристика радиационного режима, данная для всего Советского Союза или для земного шара [1, 5, 9, 14, 21], для наших условий слишком схематична. Поэтому для изучения составляющих радиационного режима были определены годовые значения суммарной радиации для Приморского края по уточненной применительно к местным условиям формуле Савинова—Онгстрема [8]:

$$Q = Q_0 [1 - (1 - k) n'] \text{ [ккал/}(cm^2 \cdot год)], \quad (1)$$

где  $Q_0$  — годовая сумма возможной радиации,  $k$  — среднеширотный коэффициент, представляющий собой отношение действитель-

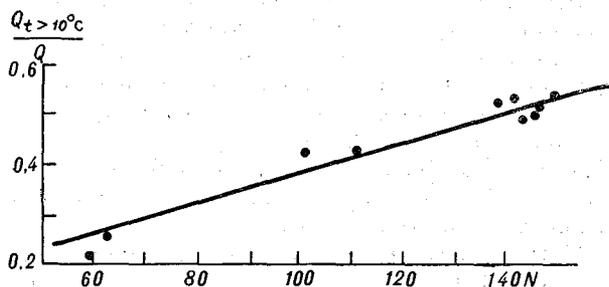


Рис. 1. Зависимость  $\frac{Q_{t > 10^\circ C}}{Q}$  от продолжительности периода с  $t > 10^\circ C$ .

ной радиации к возможной при сплошной облачности;  $n'$  — коэффициент, учитывающий одновременно действительную облачность и отличие местных условий в формировании суммарной радиации от среднеширотных. Определяется он по эмпирической формуле

$$n' = 0,24 \cdot 10^{-3} n N + 0,30, \quad (2)$$

где  $N$  — продолжительность периода активных температур, дни;  $n$  — средняя за этот период облачность, баллы.

Значения  $Q$  и  $k$  взяты из табл. 1 и 2 работы М. И. Будыко [10].

Сравнение рассчитанных по уравнению (2) и наблюдаемых годовых значений суммарной радиации показало их хорошее совпадение (табл. 1), что позволило рассчитать значения  $Q$  для 32 пунктов Приморского края. Величины суммарной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность за год, изменяются от 115 до 120 ккал/см<sup>2</sup>.

Используя полученные значения  $k$  и найденное соотношение (рис. 1)

$$\frac{Q_{t > 10^\circ C}}{Q} = 0,003 N + 0,09, \quad (3)$$

Таблица 1

Сравнение рассчитанных значений радиационного балаяа  $R_{t > 10^{\circ} \text{C}}$ , прямой  $S_{t > 10^{\circ} \text{C}}$  и суммарной  $Q_{t > 10^{\circ} \text{C}}$  радиации за период с температурой выше  $10^{\circ} \text{C}$  с наблюдаемыми величинами (ккал/см<sup>2</sup>)

Станция	Наблюденные				Рассчитанные						Разность, %					
	$Q_{t > 10^{\circ} \text{C}}$		$R_{t > 10^{\circ} \text{C}}$		$Q_{t > 10^{\circ} \text{C}}$		$S_{t > 10^{\circ} \text{C}}$		$R_{t > 10^{\circ} \text{C}}$		[5]—[2]	[6]—[3]	[7]—[4]	[8] от [2]	[9] от [3]	[10] от [4]
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13				
Приморская	61,5	33,2	36,5	61,4	33,3	35,9	-0,1	0,1	-0,6	0,2	0,3	1,6				
Сантахеза	61,3	34,3	36,7	63,2	34,4	36,7	1,9	0,1	0	3,2	0,3	0				
Сад-Город	58,4	30,7	33,0	63,1	34,3	32,8	4,7	3,6	-0,2	8,0	11,7	0,6				
Хабаровск	62,8	34,8	35,2	60,8	31,3	37,0	-2,0	-3,5	1,8	3,2	10,0	5,1				
им. Полины Осипенко	47,4	24,7	24,7	45,1	24,0	23,8	-2,3	-0,7	-0,5	4,9	2,8	2,0				
Сковородино	46,3	25,2	26,4	44,7	32,6	24,4	-1,6	-2,6	-2,0	3,5	10,3	7,6				
Толоктовка (Благовещенск)	54,5	32,1	—	54,6	34,0	30,3	0,1	1,9	—	0,2	5,9	—				
Среднее							±1,8	±1,8	±0,9	3,3	5,9	2,8				

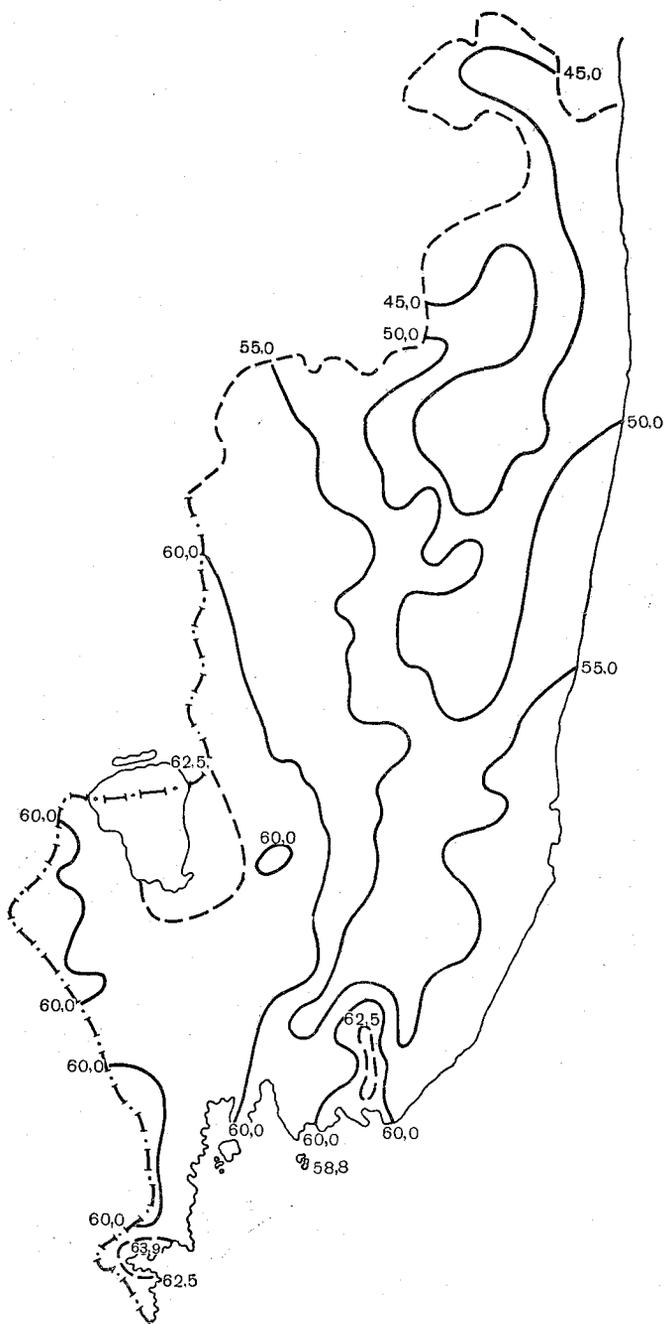


Рис. 2. Карта  $Q_t > 10^\circ \text{C}$  на горизонтальную поверхность.

были рассчитаны величины суммарной радиации на горизонтальную поверхность за период активных температур  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}}$  для всех вышеуказанных 32 пунктов. По этим данным была составлена карта  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}}$  на территорию Приморского края (рис. 2). Изолинии имеют в основном долготный ход. На юго-западе Приморского края значения суммарной радиации на горизонтальную поверхность за период с  $t>10^{\circ}\text{C}$  равно 60—64 ккал/см<sup>2</sup>, в то время как на северо-востоке они меньше 45 ккал/см<sup>2</sup>. Что же касается территории, хозяйственно значимой применительно к садоводству, то она характеризуется повсеместно значениями  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}}$  от 60—62 до 55 ккал/см<sup>2</sup>.

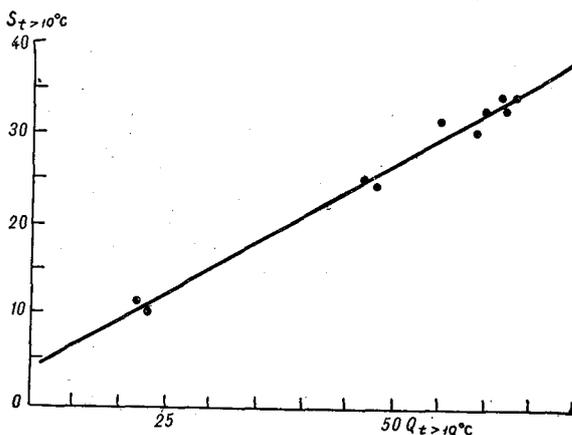


Рис. 3. Связь  $S_{t>10^{\circ}\text{C}}$  и  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}}$  поступающей на горизонтальную поверхность.

Согласно проведенным нами расчетам для юга Дальнего Востока значения прямой радиации  $S'_{t>10^{\circ}\text{C}}$  за период с температурой воздуха выше  $10^{\circ}\text{C}$  могут быть с достаточной точностью определены в зависимости от величины суммарной радиации за этот же период  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}}$  по формуле

$$S'_{t>10^{\circ}\text{C}} = 0,576 Q_{t>10^{\circ}\text{C}} - 2,0 \text{ [ккал/см}^2\text{]}. \quad (4)$$

Уравнение действительно при  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}} > 5$ .

Довольно широкие пределы применимости этой формулы (рис. 3) позволили в дальнейшем использовать уравнение (4) в качестве расчетного для определения величины прямой радиации на горизонтальную поверхность по 32 станциям Приморского края и построения карты распределения этой характеристики по рассматриваемой территории (рис. 4).

Ход изолиний прямой радиации подобен ходу изолиний суммарной радиации (рис. 2). Величина прямой радиации за период с температурами выше  $10^{\circ}\text{C}$  изменяется от 33—35 ккал/см<sup>2</sup> на

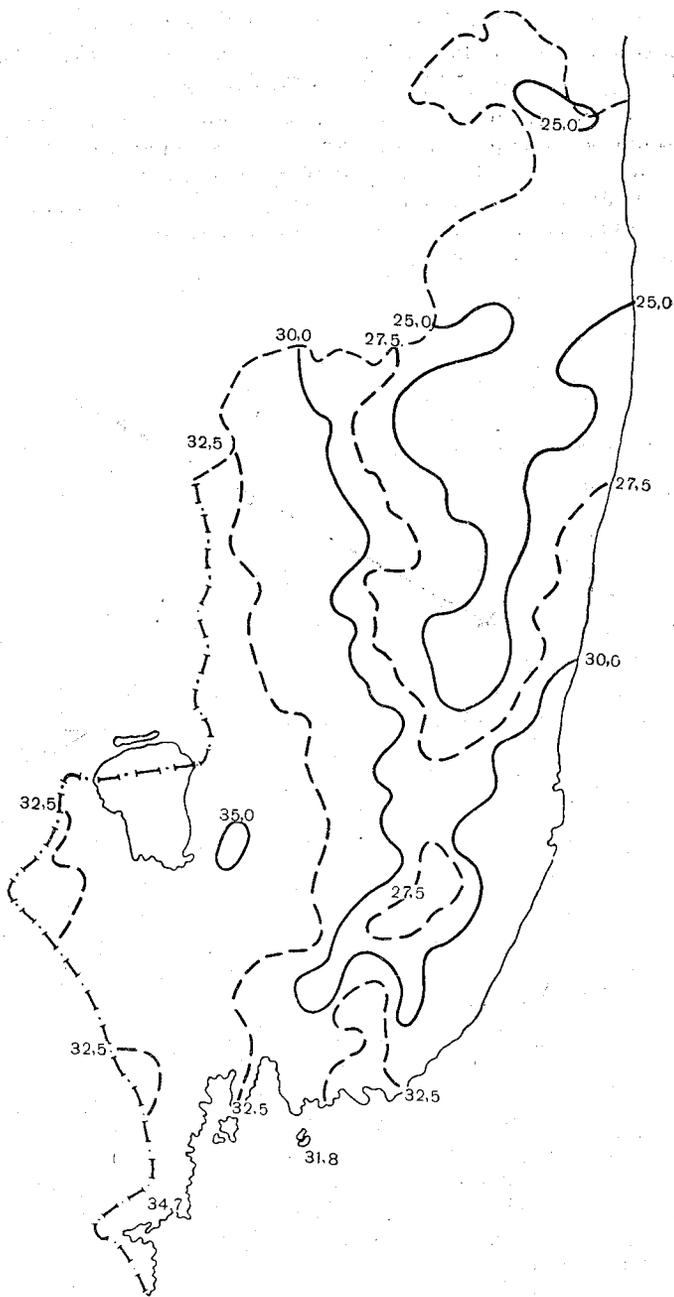


Рис. 4. Карта  $S_t > 10^\circ\text{C}$  на горизонтальную поверхность.

Суйфуно-Приханкайской равнине и до 24—25 ккал/см<sup>2</sup> на северо-востоке Приморья.

Необходимо заметить, что ввиду ограниченности данных распределение рассматриваемых характеристик обосновано до высот порядка 500 м. Применять найденные зависимости для высот с отметкой более 500 м над уровнем моря можно лишь схематично, но на этих высотах развитие плодового стада уже не перспективно и поэтому они более подробно не исследовались.

Построение карт прихода  $Q_{t>10^{\circ}\text{C}}$  и  $S_{t>10^{\circ}\text{C}}$  на горизонтальную поверхность является важным моментом исследования, но не решает главной задачи — получение характеристики склонов разной экспозиции и крутизны по радиационному режиму. Последнее выполнено по материалам, опубликованным в работах [4, 15, 19, 21, 22].

Для условий Приморского края за период с температурой воздуха выше 10°С можно, допуская некоторую погрешность, принять, что:

1) приход прямой и суммарной радиации на склоны восточной и западной экспозиции крутизной до 20° мало отличается от прихода этих видов радиации на горизонтальную поверхность;

2) отношение  $\frac{S_{t>10^{\circ}\text{C}}^{\text{СКЛ}}}{S'_{t>10^{\circ}\text{C}}}$  для северных склонов крутизной 20° и 10° равным 0,80 и 0,90, для южных склонов соответственно 1,00 и 1,05.

Для расчета прихода суммарной радиации по средним суточным суммам на пологие (северные и южные) склоны, согласно исследованиям К. Я. Кондратьева и М. П. Моноловой [17], была использована формула

$$\sum Q_{t>10^{\circ}\text{C}}^{\text{СКЛ}} = \sum S_{t>10^{\circ}\text{C}}^{\text{СКЛ}} + \sum (Q_{t>10^{\circ}\text{C}}^{\text{ГОР}} - S_{t>10^{\circ}\text{C}}^{\text{ГОР}}), \quad (5)$$

где  $\sum S_{t>10^{\circ}\text{C}}^{\text{СКЛ}}$  рассчитана по формулам с использованием фактических данных, а рассеянная радиация, поступающая на склоны и на ровное место, была принята одинаковой.

Имея карты распределения по рассматриваемой территории значений прямой и суммарной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, можно достаточно легко определить значения исследуемых характеристик для склонов любой ориентации крутизной до 20° (табл. 2).

Различия в суммарной радиации, поступающей на склоны небольшой крутизны и горизонтальную поверхность, определяются различиями в прямой радиации [18]. Следовательно, прямая радиация является основным фактором, определяющим различия в радиационном нагреве наклонных поверхностей небольшой крутизны.

Расчетами, проведенными по фактическим материалам наблюдений трех станций (Сад-Город, Приморская и Владивосток), были получены суточные суммы прямой радиации на северные и южные склоны крутизной 10° (табл. 3).

Радиационный баланс по территории за вегетационный период изменяется от 37 ккал/см<sup>2</sup> на востоке Приханкайской равнины до 21 ккал/см<sup>2</sup> на северо-восточном побережье, т. е. почти вдвое, чего не наблюдалось при распределении прямой и суммарной радиации.

Большие трудности при составлении микроклиматической характеристики представляет определение радиационного баланса склонов. Это обусловлено тем, что при изменении ориентации склона или его крутизны не остается постоянным не только эффективное излучение, но и альbedo подстилающей поверхности. Оценка же изменений указанных характеристик, несмотря на некоторые

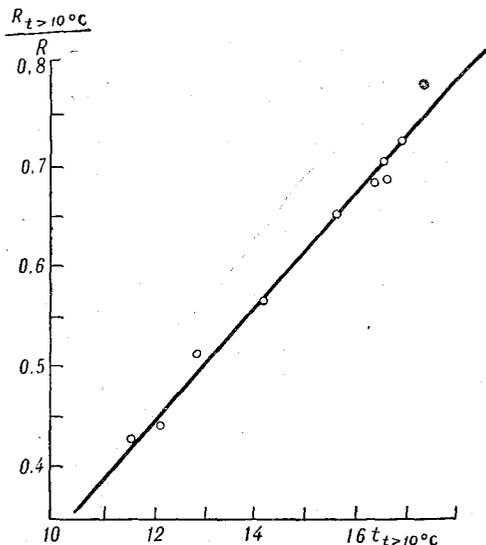


Рис. 5. Зависимость между  $\frac{R_{t > 10^{\circ}C}}{R}$  и средней декадной температурой за период с  $t > 10^{\circ}C$ .

обобщения, выполненные в этом направлении, например, Т. А. Голубовой [14, 14, 15], весьма трудоемка.

Учитывая изложенное, целесообразно воспользоваться значениями отношений суточных сумм радиационного баланса на северном и южном склонах крутизной 10 и 20° к суммам на горизонтальной поверхности на 15 число месяца [15]. На основе этих данных были найдены средневзвешенные отношения сумм радиационного баланса склонов к их значениям для горизонтальной поверхности за период с  $t > 10^{\circ}C$ , осредненные для всей территории Приморского края. При этом погрешности, возникающие за счет такого осреднения, невелики и не превышают 1—2%. Эти соотношения для северного склона крутизной 20 и 10° соответственно равны 0,87 и 0,93, а для склонов южной экспозиции крутизной 10 и 20° равны 1,05 и 1,10.

На основе полученных соотношений и величин радиационного баланса для горизонтальной поверхности представляется возможность более полного учета микроклиматических особенностей склонов различной экспозиции и крутизны.

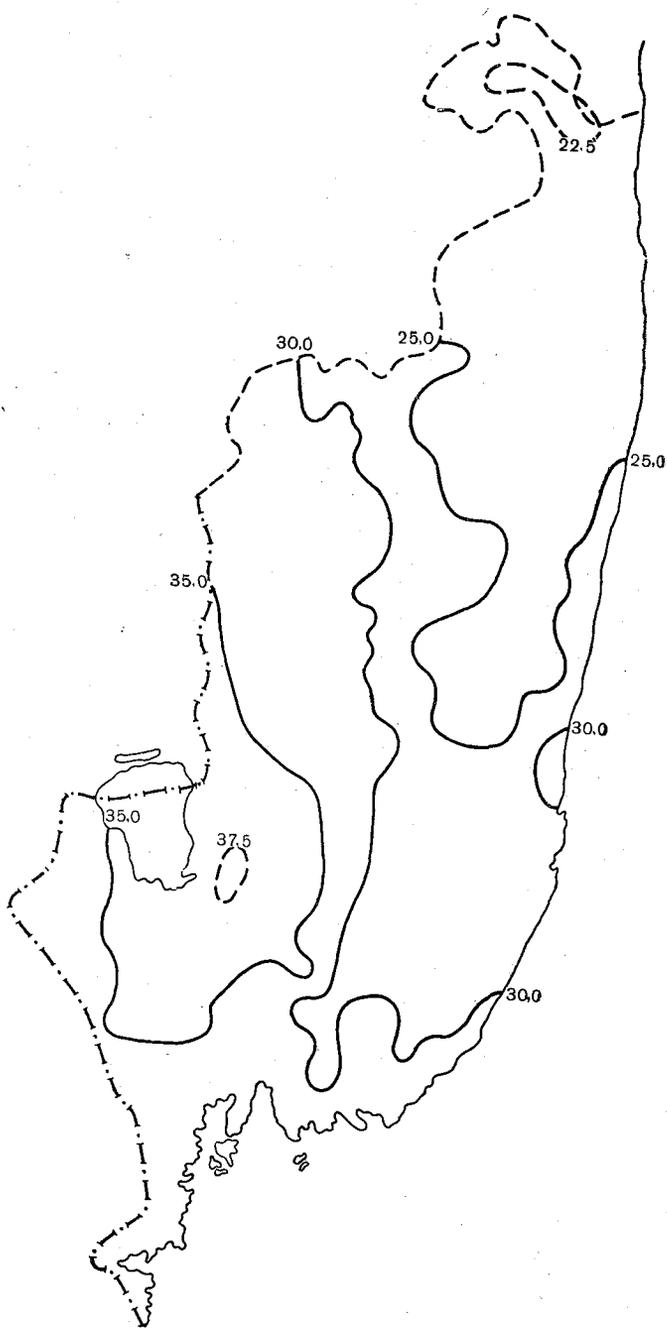


Рис. 6. Карта  $R_t > 10^\circ\text{C}$ .

влияние на микроклиматическую изменчивость термического режима Приморского края и территории Среднего и Нижнего Приморья, где морской воздух претерпевает частичную трансформацию под влиянием прогретой подстилающей поверхности. Кроме того, в пределах выбранной территории отмечены места с разной степенью проявления микроклиматических различий.

Анализ микроклиматической изменчивости проведен на основе данных Справочников по климату СССР [5] по средней минимальной температуре воздуха. Ее микроклиматическая изменчивость хорошо прослеживается и проверена для Европейской территории Советского Союза, Казахстана, Западной Сибири и отдельных горных систем АТС в работе автора [1], поэтому полученные результаты можно считать надежными для средней месячной оценки. В отдельные дни, когда устанавливается ясная погода, абсолютная величина микроклиматической изменчивости минимальных температур и места с разной степенью ее проявления, безусловно, будут несколько отличаться от приведенной в работе осредненной характеристики.

Как известно, изменчивость термического режима наиболее сильно выражена в ночное время [4]. В условиях выбранной территории этому способствует большая ее протяженность по широте и связанный с этим разный уровень температур в северных и южных районах. Наличие горных систем со сложным пересеченным рельефом, а также холодных морей и течений при наличии холодных ветров с океана создает довольно сложные климатические условия края. Отмеченные особенности климатообразующих факторов способствуют исключительно большому разнообразию термического режима.

Наиболее холодными являются северные районы и все побережье восточных морей (рис. 1). В узкой полосе побережья до высоты 100—150 м перепад средней минимальной температуры воздуха за счет охлаждающего влияния Приморского течения составляет 2—3°С. Восточные склоны Сихотэ-Алиня холоднее западных, закрытых от ветра с моря. Существенно различается уровень минимальных температур в северной и южной половине восточных склонов Сихотэ-Алиня. Очень слабое их изменение прослеживается на западных склонах.

В дневное время отмечается слабое изменение средней максимальной температуры воздуха (не более 2—3°С) на всей территории края, за исключением побережий, где создается большой контраст температур между холодным морем и нагретой днем сушей. Перепад температур в этой зоне составляет 6—7°С (рис.2).

Самой теплой и наиболее однородной в термическом отношении в течении суток является западная часть Приморского края и низменности по Амуру с его крупными притоками. Оставаясь относительно самой теплой в крае, эта зона значительно холоднее аналогичных районов Китая и Монголии, где влияние муссона ослаблено или отсутствует вообще [2]. Влияние холодных ветров в этой зоне так велико, что перекрывает изменение средней мини-

мальной и максимальной температуры воздуха с широтой от Хабаровска до Владивостока (рис. 3, 4). Широтный градиент мини-

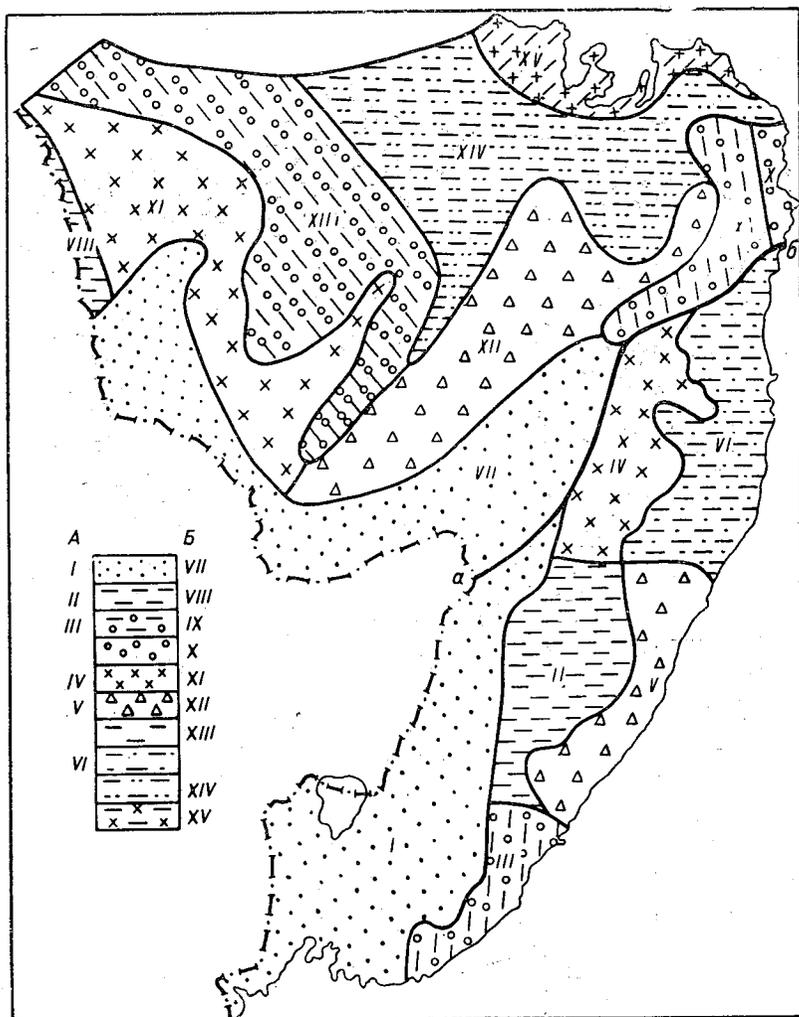


Рис. 1. Распределение средней минимальной температуры воздуха в Приморском крае (А) и Среднем и Нижнем Приамурье (Б). Июль.

I, VII — 15—16; II, VIII — 13—14; III, IX — 12—14; X — 11,5—13,5; IV, XI — 12—13; V, XII — 11—12; XIII — 10—11; VI — 9—11; XIV — 8—10; XV — 7—8; *ab* — граница климатических областей.

мальной температуры в диапазоне широт 51—43° С отсутствует. Изменения максимальной температуры с широтой от Хабаровска до озера Ханка также не прослеживается. Южнее градиент изменяет знак на противоположный, т. е. при продвижении к югу

вплоть до моря температура воздуха днем понижается и нарастает отрицательный широтный градиент (рис. 3, 4).

Для сравнения изменения температуры воздуха с широтой днем и ночью в разных климатических и физико-географических усло-

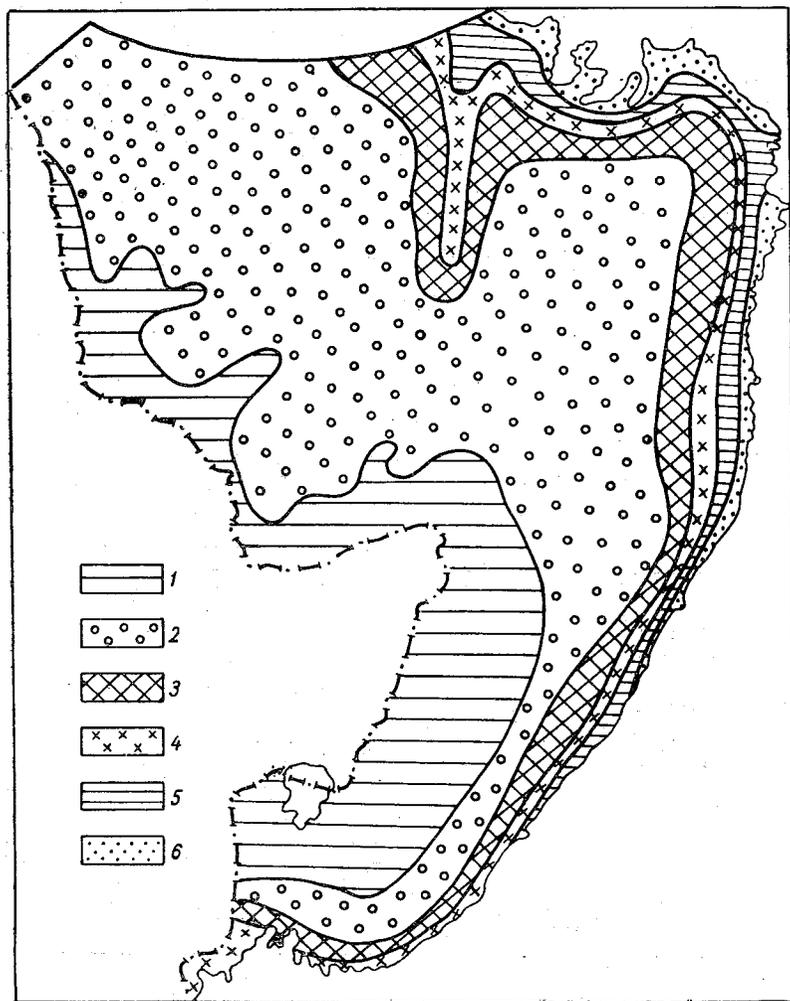


Рис. 2. Средняя максимальная температура воздуха (град.). Июль.

1 — 26—27; 2 — 24—26; 3 — 22—24; 4 — 20—22; 5 — 18—20; 6 — 15—18.

виях подобран второй аналогичный широтный разрез по Казахстану в пределах 50—55° в. д. Для станций, удаленных от берега Каспия, средняя максимальная и минимальная температура плавно возрастает к южным районам, где их градиент составляет 0,8—

0,9° С на градус широты. На рис. 3 и 4 хорошо прослеживается термический уровень обоих разрезов в течение суток, а также особенности суточной амплитуды по минимальной и максимальной

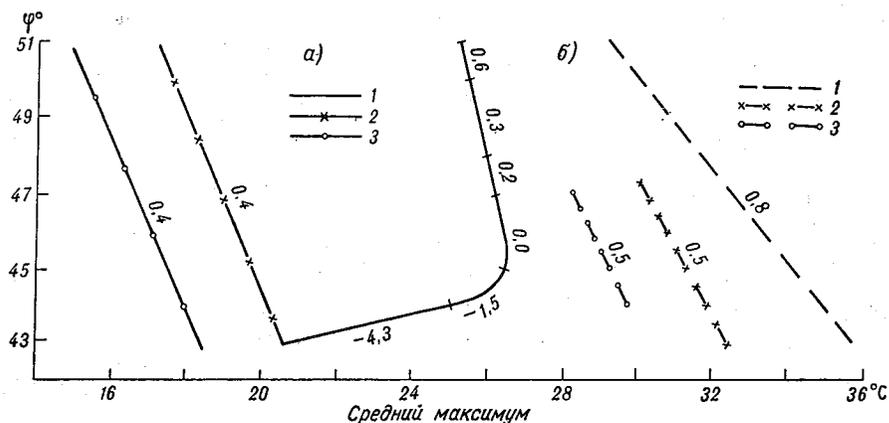


Рис. 3. Изменение широтного градиента средней максимальной температуры воздуха в Приморском крае (а) и в Казахстане (б). Июль.

1 — станция вне влияния водоемов; 2 — ровная линия берега, заливы; 3 — острова, полуострова, мысы.

Цифры у кривых показывают величину градиента температур на один градус широты.

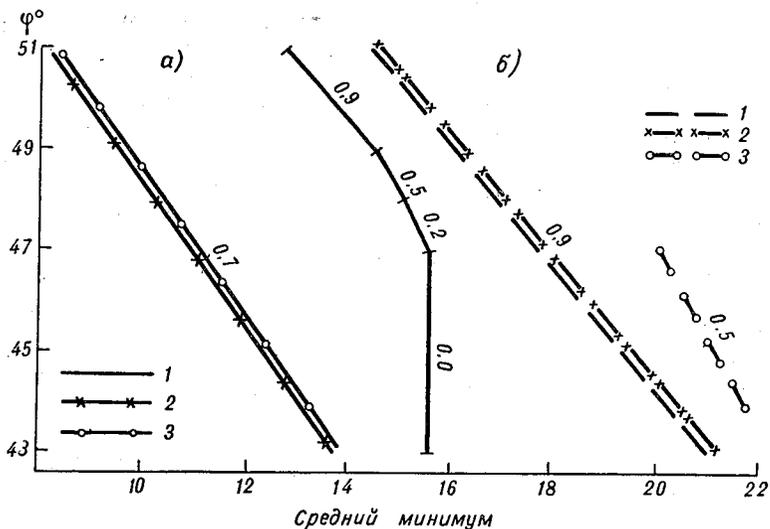


Рис. 4. Изменение широтного градиента средней минимальной температуры воздуха в Приморском крае (а) и в Казахстане (б). Июль.

Усл. обозн. см. рис. 3.

температурам, выражающие разную степень континентальности сравниваемых районов. На данном примере удалось проследить изменение температуры с широтой в июле отдельно для сильно

вытянутых с севера на юг побережий, заливов, островов, полуостровов холодного Приморского течения и теплого Каспийского моря. Увеличение средней максимальной и минимальной температуры воздуха с широтой хорошо прослеживается по всей прибрежной полосе.

Днем любой водоем холоднее прилежащих участков суши, поэтому острова и все побережья, включая полуострова и заливы, холодные. Разность средней минимальной температуры между прилежащими к Каспийскому морю и удаленными от его влияния местами составляет  $2,5^{\circ}\text{C}$ , острова холоднее побережий еще на  $2,0^{\circ}\text{C}$ . Прибрежная полоса в Приморском крае значительно холоднее и соответствующие различия составляют  $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$ .

Изменение температуры воздуха с широтой вдали от побережья над сушей происходит значительно быстрее. Величина широтного градиента для средней максимальной температуры составляет для островов и восточного побережья Каспийского моря  $0,5^{\circ}\text{C}$ , а для удаленных от влияния моря мест  $0,8^{\circ}\text{C}$  на каждый градус широты.

Ночью термический режим побережий холодных и теплых водоемов существенно различается. Если острова и полуострова Каспийского моря в это время суток теплее ровного берега и заливов на  $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$ , то все побережье Приморского края независимо от формы береговой линии остается холодным и ночью. Термический режим островов, полуостровов и заливов здесь сглажен и все данные прибрежных станций ложатся на одну линию (рис. 4).

Влияние холодной водной массы на всем побережье Приморья в разное время суток оказывается различным не только по величине, но и по ареалу распространения. Ночью разность минимальной температуры на узкой полосе побережья составляет  $2,0^{\circ}\text{C}$  и влияние холодной водной массы не распространяется выше  $100\text{--}150$  м над ур. м. для открытых влиянию моря долин и склонов. Днем вследствие интенсивного турбулентного обмена влияние моря распространяется до  $200\text{--}300$  м. Из-за огромного контраста температур нагретого материка и холодной воды на побережье до указанной высоты разность средних максимальных температур достигает  $10^{\circ}\text{C}$ , что на графиках распределения температуры с высотой для восточного склона Сихотэ-Алиня представлено сильно вытянутой линией в сторону низких температур (рис. 5). Распределение температуры с высотой на западных и восточных склонах Сихотэ-Алиня в течение суток также различается.

Ночью изменение средней минимальной температуры воздуха с высотой на склонах Сихотэ-Алиня очень мало. До высоты  $1000\text{--}1200$  м на восточных склонах температура слабо повышается ( $0,3^{\circ}\text{C}$  на  $100$  м); на западных повышается до высоты  $500\text{--}600$  м, а выше — до  $1000\text{--}1200$  м — отмечается изотермия (рис. 5). Выше на всех склонах минимальная температура воздуха падает и высотный градиент составляет  $0,7^{\circ}\text{C}$  на  $100$  м. Таким образом, в целом для горных хребтов Сихотэ-Алиня ночью до  $1200$  м характерно слабое изменение минимальной температуры с высотой. Выше

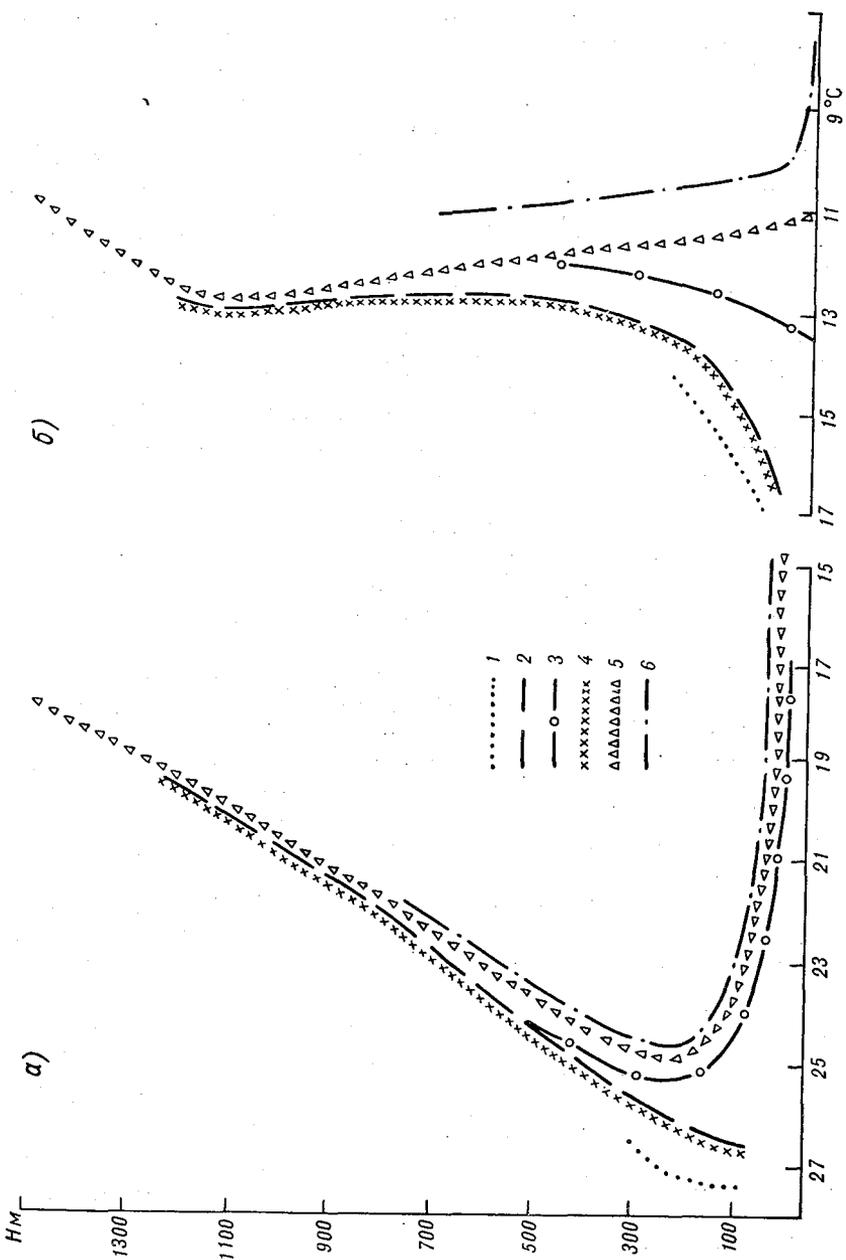


Рис. 5. Изменение средней максимальной (а) и средней минимальной (б) температуры воздуха с высотой в июле на восточных и западных склонах Сихотэ-Алиня.

Усл. обозначения соответствуют рис. 4: 1 — I; 2 — II, 3 — III; 4 — IV; 5 — V; 6 — VI.

800 м над уровнем моря в течение суток экспозиция склонов почти не проявляется и все линии на рисунке сливаются в одну.

Днем до высот 200—250 м в нижней части восточных склонов Сихотэ-Алиня отмечается очень сильное изменение средней максимальной температуры воздуха по мере удаления от берега моря и поднятия по склону. Температура воздуха в нижней части восточных склонов растет очень сильно. На высоте 200—300 м происходит резкий перелом высотного градиента, который выше принимает отрицательный знак и составляет  $0,7—0,8^{\circ}\text{C}$  на 100 м. Западные склоны Сихотэ-Алиня днем отличаются равномерным уменьшением максимальной температуры от подножия склонов до вершин.

Для гор Среднего и Нижнего Приамурья, включающих Амурско-Зейское плато, Зейско-Буреинскую равнину, хребты Буреинский и Турана отмечается уменьшение среднего минимума и максимума с высотой днем и ночью, однако величина высотного градиента несколько изменяется. Если он ночью до высоты 200 м составляет  $1,3^{\circ}\text{C}$ , а от 200 до 700 м  $0,9^{\circ}\text{C}$ , то днем не превышает  $0,8^{\circ}\text{C}$  на 100 м. По склонам отмечается равномерное падение среднего максимума и минимума температуры воздуха с высотой. По данным Заниной А. А. [2], вертикальный градиент температуры воздуха в дневные часы составляет  $0,8^{\circ}\text{C}$  на 100 м по склонам Буреинского хребта. Таким образом, наиболее холодными летом в любое время суток оказываются горные склоны и вершины гор, не подверженные охлаждающему влиянию моря. Ночью в Нижнем и Среднем Приамурье по сравнению с днем отмечается большая контрастность минимальных температур, что и создает ночью в нижнем 200 м слое перепад температур в  $3,0^{\circ}\text{C}$ , тогда как днем эта разность составляет  $1,0^{\circ}\text{C}$ . В результате, ночной высотный градиент температуры воздуха несколько превышает дневной.

Исключительно большое разнообразие термического режима усиливается его микроклиматической изменчивостью в условиях пересеченного рельефа, особенностями подстилающей поверхности, наличием растительности и пр., т. е. тем комплексом физико-географических особенностей местоположения, который создает микроклимат. Однако в условиях Приморского края микроклиматическая изменчивость не одинаково прослеживается на всей территории края.

В июле входит в силу муссонная циркуляция с довольно постоянным ветром, направленным днем и ночью со стороны холодного океана. Поступление на материк холодных влажных масс воздуха сопровождается обычно частыми туманами и осадками. Поэтому все открытые ветру долины и ровные места, не защищенные от моря горами, отличаются как пониженной температурой в течение суток, так и ослабленной микроклиматической изменчивостью ряда метеорологических элементов. Эта особенность термического режима прослеживается на всем восточном побережье до высоты 200—300 м над уровнем моря и в западной, более низкой части Приморского края, особенно в Приханкайской низменности. Здесь

под влиянием орографии в местах, не защищенных со стороны моря горами, очень часто образуются сильные туманы, которые постепенно рассеиваются при продвижении воздушного потока в глубь территории, где повторяемость туманов постепенно уменьшается, и роль особенностей местоположений опять начинает проявляться.

Особенно велика повторяемость туманов в нижней части восточных склонов Сихотэ-Алиня. Уменьшению микроклиматических различий температуры воздуха здесь способствуют также большие

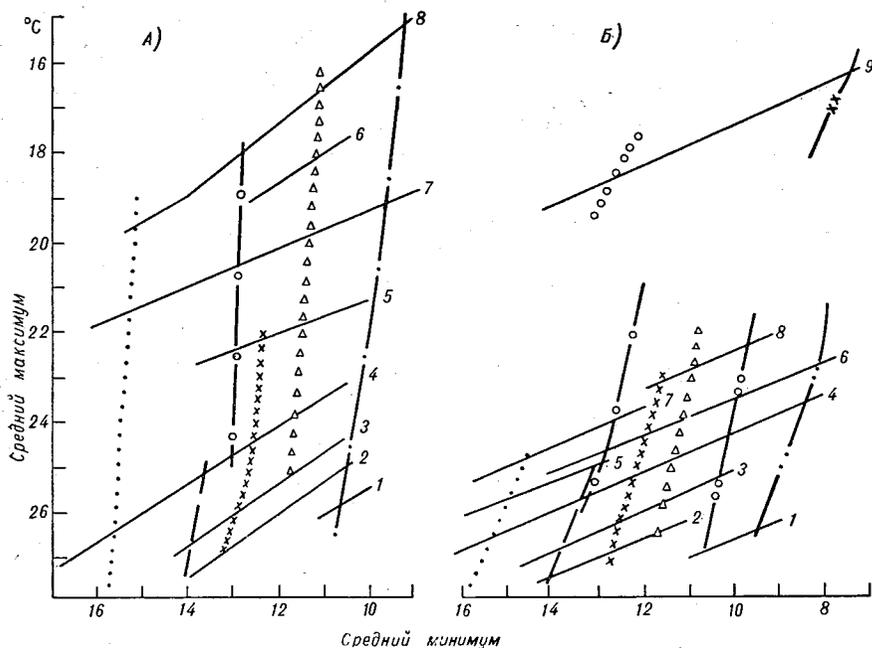


Рис. 6. Особенности макро- и микроклиматической изменчивости термического режима дня и ночи в условиях муссонного климата Дальнего Востока. Июль.

Усл. обозн. см. рис. 1, табл. 1 и 2.

суммы осадков, выпадающих у подножий гор. Однако незначительные возвышенности и повороты долин способствуют защите от холодных ветров. В таких местах побережья влияние океана резко сокращается, и пестрота термического режима увеличивается.

Термический режим ночи в условиях рассматриваемой территории меняется очень сильно в силу как микро-, так и макроклиматообразующих факторов. Для разграничения их влияния использован графический метод, позволяющий произвести не только их раздельную оценку, но выявить также величину и границы изменчивости минимальной температуры воздуха одновременно в пределах Приамурья и Приморского края. На рис. 6 представлен термический режим территории Приморского края (А) и климати-

ческих районов Среднего и Нижнего Приамурья (Б). Вертикальные линии рис. 6 с I по VI (А) и с VII—XV (Б) представляют собой районы, выделенные по средней минимальной температуре воздуха по рис. 1 без учета микроклиматической изменчивости по фоновым станциям, представляющим средние инверсионные условия территории. Характеристика микроклиматической изменчи-

Таблица 1

**Микроклиматическая изменчивость средней минимальной и средней максимальной температуры воздуха в Приморском крае. Июль**

Усл. обозначения на рис. 6 А	Группы местоположения	Микроклиматическая изменчивость температуры воздуха $\Delta t^{\circ}\text{C}$	
		средней минимальной	средней максимальной
1	Заболоченные долины, заболоченные поляны	—4,0	2,5—3,0
2	Котловины и долины с большой суточной амплитудой температуры воздуха	—2,5—3,0	1,5—2,0
3	Долины шириной менее 2 км. Поляны диаметром менее 200 м	—1,5—2,0	1,0—1,5
4	Ровное место, середины склонов, долины шириной более 2—3 км	0	0
5	Вершины и верхние части склонов с абсолютной высотой над уровнем моря 200—700 м	3,0—4,0	—2,0—2,5
6	Вершины хребтов с абсолютной высотой над уровнем моря выше 1200 м	—	—5,0—6,0
7	Ровный берег, заливы, бухты	5,0	—7,5
8	Острова, полуострова, мысы	5,0	—10,0

Примечание. Разности 1—6 получены по рис. 3, 7—8 — по рис. 4.

ности средней максимальной и минимальной температуры дана выше. Горизонтальные наклонные линии рис. 6 А (1—8) и Б (1—9) отражают микроклиматическую изменчивость температуры июля в каждом из районов. Величина этой изменчивости дана в табл. 1, 2 и представляет разность исследуемых характеристик в разных местоположениях по сравнению с ровным местом или серединой склонов (рис. 6 А и Б, линия 4).

Оценить микроклиматическую изменчивость температуры воздуха на побережье Приморского края под влиянием моря удалось с помощью рис. 3 и 4, так как из-за огромной разности температур станций побережья несравнимы с фоновыми станциями ровного места (рис. 6). Холодное Приморское течение и циркуляция, направленная летом преимущественно с моря на сушу, приводят

Таблица 2

## Микроклиматическая изменчивость средней минимальной и средней максимальной температуры воздуха в Среднем и Нижнем Приамурье. Июль

Усл. обозначения на рис. 6 Б	Группы местоположения	Микроклиматическая изменчивость температуры воздуха $\Delta t^{\circ} \text{C}$	
		средней минимальной	средней максимальной
1	Котловины и долины шириной менее 2 км, окруженные горами, без оттока холодного воздуха	-5,5	2,0—2,5
2	Долины и нижние части склонов, окруженные лесом с большой суточной амплитудой температуры воздуха	-3,0—3,5	1,0—1,5
3	Подножия склонов, заболоченные участки и низкие места с застоем холодного воздуха	-1,5—2,5	0,5—1,0
4	Ровное место, середины склонов, долины шириной более 2—3 км	0	0
5	Ровные берега Амура	2,0	-1,0
6	Верхние части склонов с частично затрудненным стоком холодного воздуха	1,5—2,5	-0,5—1,0
7	Высокие берега Амура	3,0—3,5	-1,0—2,0
8	Вершины и верхние части склонов (абсолютная высота над уровнем моря менее 700 м) с хорошим стоком холодного воздуха	4,0—4,5	-2,0
9	Ровный берег, заливы, полуострова, острова	—	-6,5

Примечание. Разности микроклиматической изменчивости получены по рис. 3.

к значительному снижению летних температур по сравнению с соответствующими широтами на западе края. Ночью для заливов, полуостровов и островов это различие достигает  $-5^{\circ} \text{C}$ . Днем контраст температур увеличивается, и средние максимальные температуры на вдающихся в море территориях на  $7,5-10,0^{\circ} \text{C}$  ниже, чем в западной части Приморья. Проникновению холодного воздуха в глубь территории препятствуют также горные хребты.

На примере средних минимальных и максимальных температур воздуха в узкой полосе побережья до высот 200—300 м, где влияние океана оказывается решающим, не удалось проследить изменчивость температур под влиянием различных условий местоположения. Однако выше, на восточных склонах Сихотэ-Алиня и в частях побережья, закрытых от ветра, сохраняется нормальный термический режим дня и ночи, влияние местоположения на температуру проявляется отчетливо. Так, на рис. 6 А для зон побережья III, V, VI можно проследить наличие микроклиматической

изменчивости минимальной температуры для станций, расположенных в разных формах рельефа и в зависимости от формы береговой линии. На графике показано изменение температуры воздуха под влиянием всех климатообразующих факторов, создающих термический режим этой территории. Кроме того, на нем можно проследить особенности и величину микроклиматической изменчивости метеорологического элемента в пределах каждой выделенной зоны.

Пересечение линий зон и групп местоположения характеризует наличие или отсутствие микроклиматической изменчивости в каждой из них. Например, зона I резко отличается от всех остальных наличием в ней изменчивости термических характеристик только в зависимости от формы береговой линии и островов, т. е. прослеживается только влияние моря в южной части зоны. Условия местоположения здесь практически не оказывают влияния на величину термических характеристик дня и ночи, так как их микроклиматические разности не превышают  $1,0^{\circ}\text{C}$ . Термический режим этой зоны в течение суток довольно однороден. Даже отепляющее влияние озера Ханка ночью не прослеживается.

В долине Амура летний муссон выражен нечетко и влияние водной массы реки хорошо выявляется на графиках связи (рис. 6Б), где группы местоположения 5 и 7 отражают влияние Амура на термический режим его побережий в зонах VII, VIII, IX. Станции, расположенные на ровных берегах Амура и его крупных притоков, теплее удаленных от реки пунктов на  $2,0^{\circ}\text{C}$ . Высокие берега особенно теплые, здесь средняя минимальная температура на  $3,0\text{—}3,5^{\circ}\text{C}$  (табл. 1) превышает температуру фоновых станций.

Довольно четко микроклиматическая изменчивость термического режима прослеживается на западных и восточных склонах Сихотэ-Алиня выше 200—300 м в местах, защищенных от ветров с моря, а также в Приамурье. По средней минимальной и максимальной температуре за июль получены соответствующие различия для основных горных хребтов, так как термический режим долин, склонов, возвышенностей и других местоположений сохраняет свои особенности. Однако величина термической неоднородности на изучаемой территории несколько различается.

В пределах высот 200—1000 м над уровнем моря вершины Сихотэ-Алиня ночью теплее средин склонов на  $3,0\text{—}4,0^{\circ}\text{C}$  (табл. 1). Наиболее холодными (до  $-4,0^{\circ}\text{C}$ ) являются заболоченные долины и поляны без стока холодного воздуха, т. е. диапазон микроклиматической изменчивости среднего минимума составляет здесь  $8,0^{\circ}\text{C}$ , что на  $2,0^{\circ}\text{C}$  меньше, чем в предгорьях (до 500—600 м) Буреинского хребта, Амура-Зейского плато и Зей-Буреинской равнины (табл. 2). В Нижнем и Среднем Приамурье термический режим различных местоположений прослеживается отчетливо даже и в низменностях, так как влияние муссона не имеет здесь такой главенствующей роли в формировании термического режима, как в западной части Приморского края. Приведенные в работе разности характеризуют средние месячные температуры июля. Как в отдельные ясные ночи, так и в другое время года (например,

весней) величина микроклиматической изменчивости минимальной температуры значительно больше. По данным Крамар Л. М. [3], в марте, когда велика суточная амплитуда температуры воздуха и преобладает ясная погода, микроклиматические различия огромны. Например, на западных склонах Сихотэ-Алиня в отдельные ночи различие между вершиной и долиной достигает  $11,5^{\circ}\text{C}$ , так как вершина теплее середины склона на  $7,5^{\circ}\text{C}$ , а долина холоднее последней на  $4,0^{\circ}\text{C}$ .

С конца весны, после схода снежного покрова, в горах Сихотэ-Алиня вследствие неравномерного нагрева долин и склонов начинают возникать горно-долинные ветры. Горно-долинная циркуляция наблюдается и в июле на склонах и долинах Сихотэ-Алиня, где влияние муссона ослаблено и микроклиматическая изменчивость температуры воздуха сохраняется в течение суток. По повторяемости направления ветра в сроки наблюдений 1 и 13 ч [5] по ряду станций, расположенных на западных и восточных склонах Сихотэ-Алиня, удалось проследить наличие горно-долинной циркуляции в их южной части. В табл. 3 представлена повторяемость горного (1 ч) и долинного (13 ч) ветра. В зависимости от времени суток и направления долины происходит усиление или ослабление горно-долинных ветров. Поэтому на станциях Терней и Тетюхе (восточный склон) повторяемость долинного ветра, совпадающего по направлению с основным потоком с моря днем, больше повторяемости горного ветра ночью. На западных склонах наблюдается обратная картина — на всех станциях, где прослеживается горно-долинная циркуляция, повторяемость горного ветра больше повторяемости долинного ветра.

Таблица 3

Повторяемость горно-долинных ветров (%) на восточных и западных склонах Сихотэ-Алиня

Станция	Повторяемость ветра		Станция	Повторяемость ветра		Станция	Повторяемость ветра	
	горного	долинного		горного	долинного		горного	долинного
Восточные склоны			Западные склоны					
Сосуново	49	20	Ганцанза	85	51	Усть-Колумбе	86	40
Терней	36	48	Олонь	63	57	Малиновка	87	25
Тетюхе	50	64	Картун	75	58	Журавлевка	70	53

Таким образом, несмотря на наличие муссонной циркуляции на исследуемой территории, различия в термическом режиме для дня и ночи в горных районах так велики, что обуславливают образование местной циркуляции, которая в свою очередь еще больше увеличивает пестроту термической неоднородности.

Сложный комплекс климатообразующих факторов создает своеобразный термический режим дня и ночи в условиях муссонного климата Дальнего Востока. Если в узкой полосе побережья до высоты ~300 м над уровнем моря и в западной низкой части Приморья микроклиматическая изменчивость выражена очень слабо ( $\leq 1^\circ\text{C}$ ), то в местах, защищенных от непосредственного влияния муссонного ветра с океана, в разных условиях местоположения амплитуда изменчивости средней минимальной температуры воздуха составляет 7—10°С. В горах Сихотэ-Алиня эта величина не превышает 7°С, а в горах Приамурья 9—10°С, т. е. несколько больше, чем в Тянь-Шане, Саянах и горных хребтах Забайкалья [1], где амплитуда микроклиматической изменчивости средней минимальной температуры составляет 6—7°С для аналогичных местоположений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильева Л. Г. Влияние местоположения на средний минимум температуры воздуха.— В кн.: Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1962.
2. Занина А. А. Климат СССР. Дальний Восток. Л., Гидрометеиздат, 1958.
3. Крамар Л. М. Характеристика морозоопасности территории Нахимовского плодово-виноградного совхоза.—«Труды ГГО», 1970, вып. 264.
4. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1962.
5. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. Вып. 25—26, ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1966.
6. Сорочан О. Г. О влиянии термического фактора на развитие летнего муссона Восточной Сибири.—«Труды ГГО», 1961, вып. 122.

## О ХАРАКТЕРЕ ВРЕМЕННЫХ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ МЕЖДУ ПРИРОДНЫМИ ФАКТОРАМИ

Основным методом выявления закономерностей в агрометеорологии является корреляционный анализ результатов параллельных наблюдений за состоянием сельскохозяйственных культур и метеорологическими условиями. При этом исходная выборка может быть составлена по результатам наблюдений:

- 1) в одном и том же пункте на протяжении ряда лет (вегетационных периодов);
- 2) в ряде пунктов за один вегетационный период;
- 3) в одном пункте в течение нескольких вегетационных периодов, приходящихся на различные части годового хода метеоусловий (так называемый метод учащенных сроков сева);
- 4) в ряде пунктов и осредненных для каждого пункта за несколько вегетационных периодов.

Корреляционные зависимости, полученные по данным этих четырех типов выборок, будут различны. Зависимости, полученные в первом случае будем называть временными зависимостями или временной корреляцией в данном пункте (районе); зависимости, полученные во втором случае, — пространственной корреляцией за данный год; в третьем случае — корреляцией в годовом ходе и в четвертом — пространственной корреляцией средних.

Специфика зависимостей, получающихся при пространственной корреляции средних по сравнению с пространственной корреляцией за данный год, отмечалась в литературе [9] так же, как и локальный характер временных зависимостей [6, 8]. Но различия между временными и пространственными зависимостями не всегда представляются до конца ясно. Их понимание тем более важно, что часто сталкиваются с необходимостью объединять временные и пространственные ряды для получения большого объема выборки в условиях однородной агротехники, например при использовании метода «годостанций» [11].

В данной статье рассматриваются различия между временной и пространственной корреляцией на примере зависимости урожая яровой пшеницы от влагообеспеченности посевов.

Оценка влагообеспеченности производилась с помощью суммы осадков  $\sum r$ , гидротермического коэффициента Г. Т. Селянинова  $ГТК = \frac{\sum r}{0,1 \sum t > 10^\circ C}$  и показателя увлажнения, обратного радиа-

ционному индексу сухости М. И. Будыко

$$K = \frac{L \sum r}{R},$$

где  $R$  — радиационный баланс для условий увлажненной поверхности, определялся по наблюдаемым величинам суммарной радиации, альбедо, равному 0,18, и эффективному излучению, рассчитанному по температуре воздуха. Все показатели рассчитывались за трехмесячный период, примерно соответствующий периоду вегетации яровой пшеницы.

Известно, что при расчете рассмотренных показателей за периоды времени, меньшие года, следует в числителе соответствующих формул учитывать, кроме суммы осадков, запасы влаги в почве к началу рассматриваемого периода. Однако наблюдения за влажностью почвы малочисленны, а методика косвенного учета запасов влаги в почве недостаточно разработана. Поэтому мы ограничились учетом осадков, выпадавших в течение рассматриваемого периода, предполагая, что отсутствие учета начальных запасов влаги может ослабить зависимость урожая от показателей влагообеспеченности, но не изменит основных закономерностей, присущих этим зависимостям.

В работе были использованы данные по урожайности яровой пшеницы на участках Государственной сортоиспытательной сети, что позволило несколько уменьшить влияние на урожай уровня агротехники. Показатели влагообеспеченности рассчитывались по данным наблюдений ближайших к сортоучасткам метеорологических станций (в большинстве случаев в пределах 10 км). Суммарная радиация определялась путем интерполяции по карте между актинометрическими станциями, окружающими сортоучасток.

Для оценки временной зависимости урожая от влагообеспеченности были построены графики связи урожайности с суммой осадков и с ГТК в отдельности для четырех станций, из которых две находятся в пределах лесной, одна — лесостепной и одна — степной зоны ЕТС. Поскольку в южных районах ЕТС подобрать пару «сортоучасток—метеостанция» с длинным рядом наблюдений оказалось трудно, пришлось объединить наблюдения трех-четырёх станций в пределах небольших районов, прибегая к методу «годостанций». Таким путем были составлены две группы станций: одна — охватывает южные районы Тамбовской и Воронежскую область, другая — юго-восточную часть Ростовской области; однако и в этом случае одна из пар каждой группы имела более чем 10-летний ряд наблюдений. Временную зависимость урожая от показателя  $K$  исследовать не удалось ввиду отсутствия длинных рядов наблюдений на ближайших к сортоучасткам актинометрических станциях.

В лесной зоне зависимость урожая яровой пшеницы от  $\sum r$  и от ГТК выражена слабо и на графике имеет вид параболы (рис. 1). Это согласуется с выводами, полученными ранее [6,8]. Для более

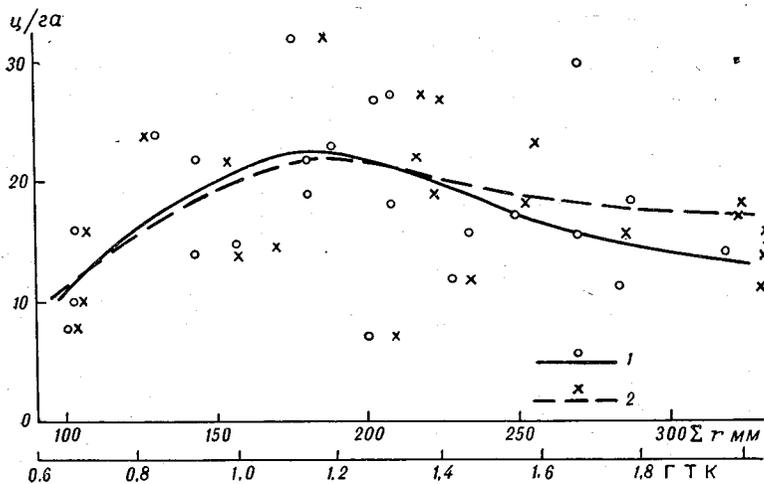


Рис. 1. Связь урожая яровой пшеницы на Солигаличском сортоучастке с показателями влагообеспеченности за июнь—август.

1 —  $\Sigma r$ , 2 — ГТК.

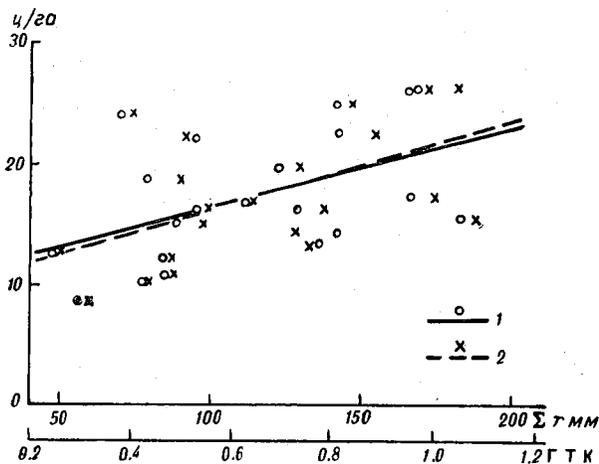


Рис. 2. Связь урожая яровой пшеницы на Еланском сортоучастке с показателями влагообеспеченности за май—июль.

1 —  $\Sigma r$ , 2 — ГТК.

засушливых лесостепных и главным образом степных районов связи становятся более тесными и в степи приобретают вид, близкий к линейному (рис. 2). Значения коэффициентов корреляции и корреляционных отношений приведены в табл. 1.

Пространственная зависимость урожая от влагообеспеченности была рассмотрена как за отдельные годы, так и в среднем. При

Таблица 1

Коэффициенты корреляции и корреляционные отношения между урожаем яровой пшеницы и показателями влагообеспеченности во времени

Станция	Число лет	Период суммирования	Показатели влагообеспеченности	
			$\Sigma r$	ГТК
Солигалич	23	VI—VIII	0,45 *	0,45 *
Рязань	15	V—VII	0,30 *	0,40 *
Прилуки	16	V—VII	0,56 *	0,52 *
Группа станций Тамбовской и Воронежской областей	36	V—VII	0,26 *	0,35 *
Елань	21	V—VII	0,49	0,53
Группа станций Ростовской области	22	V—VII	0,46	0,52

\* Для случаев нелинейной зависимости приведены корреляционные отношения.

этом были использованы данные станций ЕТС, охватывающие с севера на юг весь ареал произрастания яровой пшеницы. Поскольку на большей части рассматриваемой территории период вегетации яровой пшеницы длится с мая по июль, именно этот период был взят для расчета показателей влагообеспеченности. Для оценки пространственной корреляции средних были использованы данные урожайности, осредненные за 1954—1963 гг. Пространственные связи урожая с показателями влагообеспеченности даже за отдельные годы более тесны, чем соответствующие временные (рис. 3, табл. 2).

Рост коэффициентов корреляции при переходе от временных зависимостей к пространственным может быть вызван увеличением рассеяния факторов, влияющих на урожай, и соответствующим увеличением рассеяния урожайности.

Действительно, при наличии корреляционной зависимости урожая  $y$  от влагообеспеченности  $x$  общая дисперсия урожайности  $\sigma_y^2$  может быть разложена на две составляющие

$$\sigma_y^2 = \sigma_{y/x}^2 + \sigma_{y/x}^2, \quad (1)$$

(где  $\sigma_{y/x}^2$  — дисперсия рассчитанных по уравнению связи значений урожайности  $y'_x$ , обусловленная связью  $y$  и  $x$ ;  $\sigma_{y/x}^2$  — дисперсия фактических значений урожайности  $y$  относительно рассчитанных  $y'_x$ , обусловленная влиянием на урожайность неучтенных факторов.

При рассмотрении пространственной зависимости на большой территории мы увеличиваем  $\sigma_x^2$  и соответственно  $\sigma_{y/x}^2$ , в то же время можно предположить, что  $\sigma_{y/x}^2$  остается постоянной, по-

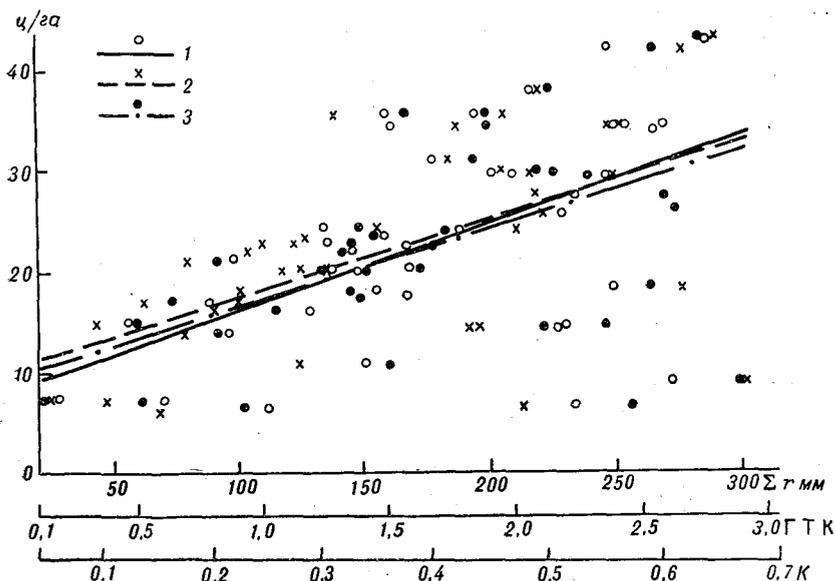


Рис. 3. Пространственная связь урожая яровой пшеницы с показателями влагообеспеченности за май—июль на ЕТС (по данным 1965 г.).

1 —  $\Sigma r$ , 2 — ГТК, 3 — К.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции и корреляционные отношения между урожаем яровой пшеницы и показателями влагообеспеченности в пространстве

Год	Число станций	Фактические			Частные, при исключении z			Гипотетические		
		$\Sigma r$	ГТК	К	$\Sigma r$	ГТК	К	$\Sigma r$	ГТК	К
1946	30	0,68	0,62	0,66 **	0,67	0,64	0,66	0,67	0,70	0,69
1950	29	0,52 *	0,64 *	0,60 ***						
1965	39	0,49	0,56	0,50	0,24	0,27	0,20	0,31	0,43	0,28
В среднем за 1954—63 гг.	26	0,59	0,67	0,65	0,06	0,03	0,11	0,10	0,10	0,19

\* Для нелинейных зависимостей приведены корреляционные отношения.

\*\* Для 1946 и 1950 гг. ввиду отсутствия актинометрических наблюдений при расчете К вместо значений R использованы климатические нормы R.

скольку она обусловлена факторами, не связанными с x. Увеличение  $\sigma_{y/x}^2$  повлечет за собой увеличение  $\sigma_y^2$  и коэффициента корреляции или корреляционного отношения, которые выражаются через рассмотренные величины следующим образом:

$$r_{xy}^2 = \frac{\sigma_y^2 - \sigma_{y/x}^2}{\sigma_y^2} = 1 - \frac{\sigma_{y/x}^2}{\sigma_y^2}, \quad (2)$$

$$\eta_{xy}^2 = \frac{\sigma_y^2 - \sigma_{y/x}^2}{\sigma_y^2} = 1 - \frac{\sigma_{y/x}^2}{\sigma_y^2}. \quad (3)$$

В случае рассмотрения пространственной зависимости на небольшой, сравнительно однородной по метеорологическому режиму территории эффект будет обратным, так как вследствие связности значений  $x$  в пространстве  $\sigma_x^2$  окажется меньше, чем  $\sigma_x^2$  в длинном временном ряду.

В действительности  $\sigma_{y/x}^2$  не остается постоянной, поскольку факторы, не связанные с  $x$  во времени, могут оказаться связанными с ним в пространстве вследствие закономерного изменения в пространстве всего метеорологического комплекса. Это изменение, порождаемое общей причиной — увеличением полуденной высоты солнца при продвижении с севера на юг, приводит к возникновению связей сопряженности между различными метеорологическими элементами.

Наконец, при рассмотрении зависимости в пространстве мы можем столкнуться с новыми факторами, влияние которых при временной корреляции было исключено в силу их постоянства во времени. Примером подобного рода факторов является естественное плодородие почвы. Эти факторы также могут оказаться связанными с  $x$  в той или иной степени.

Все сказанное приводит к изменению  $\sigma_{y/x}^2$  и  $\sigma_{y/x}^2$  и к соответствующему увеличению или уменьшению коэффициента корреляции (корреляционного отношения).

Чтобы проверить, насколько названные выше причины сказались на полученных пространственных зависимостях, мы попытались устранить действие этих причин, рассчитав частные коэффициенты корреляции урожая с показателями влагообеспеченности при исключении географической широты. Расчет частных коэффициентов корреляции производился по формуле

$$R_{xy(z)} = \frac{r_{xy} - r_{xz} r_{yz}}{\sqrt{(1 - r_{xz}^2)(1 - r_{yz}^2)}} \quad (4)$$

здесь  $y$  — урожай яровой пшеницы,  $x$  — показатель влагообеспеченности,  $z$  — косинус географической широты.

Из табл. 2 видно, что для 1946 г. значения частных коэффициентов корреляции мало отличаются от соответствующих парных, для 1956 г. они заметно меньше и совсем малы при рассмотрении зависимости в среднем. В последнем случае они не превышают по величине ошибки коэффициента корреляции.

Выше были названы три причины, могущие в данном случае привести к изменению частных коэффициентов корреляции по сравнению с соответствующими парными. Чтобы оценить, хотя бы приближенно, вклад первой из них по сравнению с вкладом двух других, мы рассчитали гипотетические коэффициенты пространственной корреляции, предполагая, что единственной причиной изменения коэффициента корреляции при рассмотрении зависимости в пространстве является увеличение дисперсии аргумента  $x$ . Для этого мы нашли уравнение регрессии  $y$  на  $x$  после исключения

широты (5), вычислив коэффициент  $a$  по формулам (6—8). Свободный член уравнения (5) равен нулю, поскольку  $\bar{x}_{(z)} = \bar{y}_{(z)} = 0$ .

$$y'_{(z)x(z)} = ax_{(z)}, \quad (5)$$

$$a = \frac{R_{xy(z)} \sigma_y(z)}{\sigma_x(z)}, \quad (6)$$

$$\sigma_{y(z)} = \sigma_y \sqrt{1 - r_{yz}^2}, \quad (7)$$

$$\sigma_{x(z)} = \sigma_x \sqrt{1 - r_{xz}^2}. \quad (8)$$

Ошибка уравнения регрессии равна

$$\sigma_{y(z)/x(z)} = \sigma_{y(z)} \sqrt{1 - R_{xy(z)}^2}. \quad (9)$$

Затем, определив насколько увеличится  $\sigma_{y'_x}$  за счет увеличения  $\sigma_x$

$$\sigma_{y'_x}^2 = a^2 \sigma_x^2 \quad (10)$$

и полагая, что  $\sigma_{y/x}$  не изменится

$$\sigma_{y/x}^2 = \sigma_{y(z)/x(z)}^2, \quad (11)$$

нашли  $\sigma_y$  и искомый коэффициент корреляции по формулам (1) и (2). Результаты расчетов (табл. 2) показывают, что рассчитанные таким образом гипотетические коэффициенты корреляции могут быть как выше, так и ниже фактических, и рассмотренная причина недостаточна для объяснения изменения коэффициентов пространственной корреляции. Следовательно, на тесноту связи в пространстве большое влияние оказывает зависимость урожая от некоторых «новых факторов», частично учитываемая косвенно через их сопряженность с показателями влагообеспеченности.

Уменьшение фактических коэффициентов корреляции по сравнению с гипотетическими может быть связано с увеличением  $\sigma_{y/x}^2$  вследствие неполного учета зависимости урожая от новых факторов, действующих в пространстве, а также с уменьшением фактической  $\sigma_{y'_x}^2$  по сравнению с рассчитанной по уравнению (10) в случае, когда влияние на урожай факторов, широтно сопряженных с показателями влагообеспеченности, оказывается обратным влиянию самих показателей и тем самым компенсирует увеличение  $\sigma_{y'_x}^2$ , вызванное ростом  $\sigma_x^2$  в пространстве. Сравнение фактических  $\sigma_{y'_x}^2$  и  $\sigma_{y/x}^2$  с гипотетическими, проведенное по данным 1946 г., показало, что главной причиной уменьшения фактических коэффициентов корреляции урожая с ГТК и с  $K$  явилось уменьшение фактической  $\sigma_{y'_x}^2$  по сравнению с рассчитанной по уравнению (10).

Таким образом, в отдельные годы влияние на урожай факторов, широтно сопряженных с показателями влагообеспеченности, может оказаться обратным влиянию самих показателей. В тех случаях, когда непосредственная связь изучаемого явления с одним из дей-

ствующих на него факторов полностью перекрывается противоположным действием сопутствующих рассматриваемому другим факторов, парная корреляция может привести к нелепым выводам. Яркие примеры таких зависимостей даны в работах [3, 12].

Факторы, влияние которых на урожай косвенно учитывается через показатели влагообеспеченности, чаще, по-видимому, действуют в том же направлении, что и сама влагообеспеченность, и заметно увеличивают тесноту связей в пространстве. Особенно это сказывается на пространственной корреляции средних.

Одним из факторов, действие которого на урожай косвенно учитывается через показатели влагообеспеченности, является температура воздуха. Отрицательное влияние высоких температур на урожай яровой пшеницы отмечалось во многих работах [1, 4, 7]. Частные коэффициенты корреляции между урожаем и показателями влагообеспеченности при исключении  $\Sigma t > 10^\circ \text{C}$  оказываются еще меньше, чем при исключении влияния широты места (табл. 3). Сопряженность показателей влагообеспеченности с температурой воздуха проявляется и во временных связях, особенно в южных районах, в результате чего частные коэффициенты корреляции между урожаем и показателями влагообеспеченности оказываются меньше соответствующих парных (табл. 4).

Таблица 3

Частные коэффициенты корреляции между урожаем яровой пшеницы и показателями влагообеспеченности при исключении действия  $\Sigma t > 10^\circ \text{C}$

Год	Число станций	Показатели влагообеспеченности		
		$\Sigma r$	ГТК *	К
1946	30	0,63	0,57	—
1965	39	0,06	0,03	0,00
В среднем за 1954—1963 гг.	26	—0,08	—0,13	0,01

\* В данном случае речь идет об исключении лишь линейной составляющей зависимости ГТК и урожая от  $\Sigma t$ , при этом ГТК сохраняет свои индивидуальные особенности, как показатель влагообеспеченности по сравнению с осадками.

Таблица 4

Частные коэффициенты временной корреляции между урожаем яровой пшеницы и показателями влагообеспеченности при исключении действия  $\Sigma t > 10^\circ \text{C}$ . Май — июль

Станция	Число лет	Показатели влагообеспеченности	
		$\Sigma r$	ГТК
Елань	21	0,40	0,42
Группа станций Ростовской области	22	0,30	0,31

Из рассмотренных примеров следует, что принятые показатели влагообеспеченности обладают различной информативной ценностью в зависимости от того, применяются они для сравнительной характеристики условий во времени или в пространстве.

Чаще всего для характеристики условий увлажнения используют прямые или косвенные показатели соотношения водных и энергетических ресурсов испарения. При этом для оценки водных ресурсов испарения в целом за год обычно пользуются годовой суммой осадков. Для характеристики энергетических ресурсов испарения (испаряемости) предложено много различных методов. Подробный обзор этих методов дан в работе [2]. В этой же работе показано, что наиболее физически обоснованным показателем испаряемости за год является годовая величина радиационного

баланса. В связи с этим показатель  $K = \frac{L \sum r}{R}$ , предложенный М. И. Будыко, можно считать наиболее физически обоснованным показателем увлажнения, выражающим соотношение водных и энергетических ресурсов испарения за год. Характеристика условий увлажнения отдельных частей года с помощью этого показателя является приближенной, поскольку, во-первых, для оценки водных ресурсов испарения в данном случае необходим учет запасов влаги в почве к началу рассматриваемого периода, во-вторых, для оценки испаряемости в этом случае необходимо пользоваться величиной  $R - A$  (где  $A$  — величина теплообмена между деятельной поверхностью и нижележащими слоями) или же, что еще точнее, рассчитывать испаряемость комплексным методом с учетом всех составляющих теплового баланса [2].

Вопрос о физическом смысле гидротермического коэффициента Г. Т. Селянинова рассматривался ранее М. И. Будыко [2]. Им было показано, что в зональном разрезе суммы температур за период со средней суточной температурой выше  $10^\circ\text{C}$  тесно связаны с радиационным балансом за год. Следовательно, суммы температур могут использоваться для косвенной оценки годовых величин испаряемости в различных климатических условиях, а ГТК, вычисляемый в целом за год, имеет вполне определенный физический смысл, аналогичный смыслу показателя  $K$ , и выражает соотношение водных и энергетических ресурсов испарения в различных климатических условиях.

На практике, однако, ГТК часто применяется для оценки условий увлажнения отдельных частей года, вплоть до одного месяца [4, 5, 10], а также для сравнения условий увлажнения отдельных лет, т. е. во временных связях [4, 10]. Возникает вопрос, сохраняет ли при этом ГТК свою аналогию с показателем  $K$ .

Для ответа на этот вопрос были рассчитаны коэффициенты пространственной корреляции между  $\sum t > 10^\circ\text{C}$  за май—июль и радиационным балансом за тот же период. Как видно из табл. 5, эти коэффициенты показывают довольно высокую степень связи  $\sum t > 10^\circ\text{C}$  с радиационным балансом за период май—июль, в результате чего  $\sum t > 10^\circ\text{C}$  за май—июль в пространственном

Таблица 5

Парные  $r_{xy}$  и частные, при исключении влияния географической широты,  $R_{xy(z)}$  коэффициенты корреляции между  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  и  $R$ . Май—июль

Год	Число станций	$r_{xy}$	$R_{xy(z)}$
1946	30	0,90	0,01
1950	30	0,86	-0,02
1965	39	0,75	-0,02
В среднем за 1954—1963 гг.	26	0,83	0,12

разреze могут служить приближенной характеристикой условий испаряемости, аналогично радиационному балансу.

С другой стороны, расчет частных коэффициентов корреляции между  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  и радиационным балансом, при исключении влияния географической широты  $z$ , показал, что эта зависимость носит пространственный характер и полностью пропадает при исключении общей причины, приводящей к параллельному возрастанию обеих величин с севера на юг. Коэффициенты временной корреляции между  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  и радиационным балансом, рассчитанные по 16-летним рядам наблюдений за этими элементами в Ленинграде и Куйбышеве (табл. 6), показывают, что временная

Таблица 6

Коэффициенты корреляции между  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  и  $R$  во времени

Станция	Число лет	Период суммирования	
		V—VII	год
Ленинград	16	0,10	0,14
Куйбышев	16	0,30	0,21

зависимость между ними выражена слабо, как за период май—июль, так и в целом за год. Эта зависимость оказалась несколько лучше для Куйбышева, нежели для Ленинграда, однако в обоих случаях значения коэффициентов корреляции не выходят за пределы случайных. Таким образом, температура воздуха в данном месте определяется величинами радиационного баланса на очень большой территории, влияние которых распространяется через систему циркуляции атмосферы.

Следовательно, вывод о возможности использования  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  для косвенной оценки испаряемости на том основании, что они связаны радиационным балансом, относится только к сравнительной оценке испаряемости в зональном разрезе. Оценка различий

в условиях испаряемости во времени с помощью  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  возможна только в той степени, в какой температура воздуха влияет на испаряемость непосредственно, поскольку связь  $\sum t > 10^\circ \text{C}$  с радиационным балансом во времени выражена слабо.

Сумма осадков может быть использована лишь для грубой оценки условий увлажнения, поскольку при одной и той же сумме выпадающих осадков условия увлажнения различны в зависимости от испаряемости. Однако из табл. 1 и 2 видно, что коэффициенты корреляции урожая с суммой осадков мало отличаются от коэффициентов корреляции урожая с ГТК и с  $K$ . ГТК в большинстве случаев дает более высокие коэффициенты корреляции с урожаем, чем сумма осадков и показатель  $K$ , однако увеличение это незначительно и не выходит за рамки случайного. С другой стороны все три показателя очень тесно связаны между собой (табл. 7 и 8). Таким образом, при оценке влагообеспеченности вегетационного периода яровой пшеницы преимущества показателей, учитывающих условия испаряемости, по сравнению с суммой осадков сглаживаются.

Таблица 7

Коэффициенты корреляции  $r_{xy}$  между  $\Sigma r$  и ГТК во времени и коэффициенты изменчивости  $\Sigma r$  ( $v_{\Sigma r} \%$ ) и  $\Sigma t > 10^\circ \text{C}$  ( $v_{\Sigma t > 10^\circ \text{C}} \%$ )

Станция	Число лет	Период суммирования	$r_{xy}$	$v_{\Sigma r}$	$v_{\Sigma t > 10^\circ \text{C}}$
Солигалич	23	VI—VIII	0,95	32	8
Рязань	15	V—VII	0,98	37	8
Прилуки	16	V—VII	0,99	32	5
Елань	21	V—VII	0,99	35	5
Группа станций Ростовской области	22	V—VII	0,99	31	6

Таблица 8

Коэффициенты корреляции между показателями влагообеспеченности за май—июль и коэффициенты изменчивости  $\Sigma r$  ( $v_{\Sigma r} \%$ ),  $\Sigma t > 10^\circ \text{C}$  ( $v_{\Sigma t > 10^\circ \text{C}} \%$ ) и  $R$  ( $v_R \%$ ) в пространстве

Год	Число станций	Коэффициенты корреляции между			$v_{\Sigma r}$	$v_{\Sigma t > 10^\circ \text{C}}$	$v_R$
		$\Sigma r$ —ГТК	$\Sigma r$ — $K$	ГТК— $K$			
1946	30	0,92	0,98	0,97	44	20	8
1950	30	0,88	0,99	0,91	30	26	7
1965	39	0,95	0,98	0,96	36	24	9
В среднем за 1954—1963 гг.	26	0,94	0,99	0,96	21	19	5

Поскольку для суждения о качестве связи, кроме величины коэффициента корреляции, важное значение имеет вопрос об устой-

чивости связи, этот вопрос был рассмотрен нами специально. В частности, было рассмотрено, насколько изменяется средний уровень урожая, соответствующего одним и тем же значениям показателей влагообеспеченности, для временных связей при переходе из одного пункта в другой (устойчивость временных связей в пространстве) и для пространственных связей в различные годы (устойчивость пространственных связей во времени). Оказалось, что как в первом, так и во втором случаях размах колебаний среднего уровня урожая одинаков для всех рассмотренных показателей и составляет 40—50% (8—10 ц/га) для временных связей и около 60% (9—11 ц/га) для пространственных связей. Таким образом, рассмотрение вопроса об устойчивости связей урожая с показателями влагообеспеченности также показывает, что эффективность рассмотренных показателей практически одинакова. Причиной этого, по-видимому, является небольшая относительная изменчивость характеристик испаряемости:  $\sum t > 10^\circ\text{C}$  и радиационного баланса, по сравнению с относительной изменчивостью сумм осадков за период вегетации яровой пшеницы (табл. 7 и 8). В пространстве изменчивость сумм температур приближается к изменчивости сумм осадков. Однако изменение сумм температур в пространстве и изменение сумм осадков связаны между собой, в результате чего сами суммы осадков отражают косвенно условия испаряемости.

### Выводы

1. Связи урожая с показателями влагообеспеченности в пространстве более тесны, чем во времени. Это связано как с увеличением рассеяния значений показателей влагообеспеченности в пространстве, так и с влиянием на урожай других факторов, частично учитываемом косвенно через связи этих факторов с показателями влагообеспеченности. В результате отмеченной особенности уравнения регрессии, полученные для пространственных зависимостей, нельзя применять для расчета колебаний урожая во времени, а следовательно, и для расчета обеспеченности урожая.

2. Зависимость между суммами температур и радиационным балансом носит в основном пространственный характер. Временная зависимость сумм температур от радиационного баланса, по-видимому, имеет место только в южных районах ЕТС и выражена слабо ( $r \sim 0,3$ ). В связи с этим при рассмотрении временных связей с ГТК суммы температур можно расценивать как характеристику испаряемости лишь постольку, поскольку температура воздуха влияет на испаряемость непосредственно, а не через ее связь с радиационным балансом.

3. Используемые в работе показатели влагообеспеченности тесно связаны между собой. Причиной этого является малая относительная изменчивость сумм температур и радиационного баланса по сравнению с изменчивостью сумм осадков. В результате преимущества ГТК и  $K$  по сравнению с суммой осадков выражены слабо.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Т. Ф. Агроклиматические показатели продуктивности яровой пшеницы при разных уровнях агротехники в степной и лесостепной зонах Европейской территории РСФСР.—«Труды ЦИП», 1965, вып. 140.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956.
3. Дроздов О. А. Корреляционные связи в климатологии.—«Труды ВНС», 1962, т. 4.
4. Желтая Н. Н. О влиянии метеорологических условий на урожай ранних яровых зерновых культур в юго-восточной части Европейской территории РСФСР.—«Труды ГМЦ», 1968, вып. 14.
5. Кельчевская Л. С. Методы обработки наблюдений в агроклиматологии. Л., Гидрометеиздат, 1971.
6. Кириличева К. В. Методическое пособие по составлению прогноза средней областной урожайности яровой пшеницы. М., Гидрометеиздат, 1965.
7. Мель М. И. Опыт изучения связи урожайности яровой пшеницы с климатическими условиями места возделывания.—«Труды НИИАК», 1958, вып. 6.
8. Применимость методов агрометеорологических прогнозов в различных районах СССР. М., Гидрометеиздат, 1961.
9. Сапожникова С. А. Опыт агроклиматического районирования территории СССР.— В кн.: Вопросы агроклиматического районирования СССР. М., Изд. МСХ СССР, 1958.
10. Свисюк И. В. Прогнозирование среднего областного урожая ярового ячменя и яровой пшеницы.—«Метеорология и гидрология», 1971, № 7.
11. Сиротенко О. Д. Об учете связанности материалов агрометеорологических наблюдений.—«Труды ИЭМ», 1969, вып. 8.
12. Чупров А. А. Основные проблемы теории корреляции. М., Госстатиздат, 1960.

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Н. Адаменко, К. Ш. Хайруллин. Проблемы биоклиматической оценки суровости погоды и мелиорация микроклимата застройки	3
В. Н. Адаменко, К. Ш. Хайруллин. Инсоляция стен зданий по наблюдениям в Ленинграде	19
П. Х. Каринг. О влиянии климата почвы на рост многолетних трав	26
Н. Г. Горышина, В. Н. Макаревич. Влияние термического режима почв на ход вегетации и продуктивность некоторых луговых сообществ	39
З. А. Мищенко. Фитоклиматическая изменчивость теплового баланса и термический режим растений	49
М. А. Борисовский. Особенности зимнего гидрометеорологического режима дренированных минеральных почв	64
Р. В. Лехтвеер. О тепловом режиме пахотного слоя почвы	74
Л. Э. Инт. О норме осушения и суммарном испарении на мелиорированных минеральных почвах в Эстонии	78
Н. Г. Горышина. Микроклиматическая характеристика температуры почвы Калининской области	91
Е. Н. Романова, З. А. Уткина. Некоторые данные по термическому режиму почвы Таймырской тундры	100
Е. Н. Романова. Возможности пространственной интерполяции скорости ветра в приземном слое воздуха в горах	108
В. Н. Карпенко. Распределение среднего числа дней с росой по территории СССР	114
К. П. Березников, Л. М. Крамар. Радиационный режим склонов в Приморском крае применительно к плодоводству	121
Л. Г. Васильева. Изменчивость термического режима в условиях муссонного климата Дальнего Востока	133
В. М. Мирвис. О характере временных и пространственных зависимостей между природными факторами	147

ТРУДЫ ГГО, вып. 306

### Микроклиматология

Редактор З. Н. Пильникова  
Техн. редактор М. С. Костакова  
Корректоры Н. А. Балкина и З. Т. Тимченко

Сдано в набор 18/ХП 1972 г. Подписано к печати 22/III 1973 г. М-11127. Бумага 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>, типогр. № 1. Печ. л. 10,25. Уч.-изд. л. 11,57. Тираж 1220 экз. Индекс МЛ-143. Заказ 538. Цена 81 коп. Гидрометеоздат, Ленинград, 199053. 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6