

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

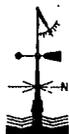
Выпуск

385

МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук И. А. ГОЛЬЦБЕРГ
канд. геогр. наук З. А. МИЩЕНКО

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 53



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1977

234661

Рассматриваются вопросы изучения мезо- и микроклимата в различных районах СССР, разработки микроклиматических параметров для целей градостроительства и сельского хозяйства и методы различного масштабного картирования их, возможные изменения микроклимата под воздействием мелиораций, а также исследования микроклимата на территории МНР.

Рассчитан на метеорологов, климатологов, агро- и микроклиматологов, градостроителей, агрономов.

The book contains papers devoted to i) studies of meso- and microclimates of different regions of the USSR; ii) development of microclimatic parameters for the purpose of city construction and agriculture; methods used for mapping these parameters in different scales are discussed; iii) possible changes in microclimates caused by land-reclamation; iv) microclimates in the territory of Mongolian People's Republic.

The book is intended for meteorologists, climatologists, agroclimatologists, microclimatologists, city designers, agronomists.

Т. А. Голубова, З. А. Мищенко, Г. Б. Пигольцина

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СУММАРНОЙ И ФОТОСИНТЕТИЧЕСКИ АКТИВНОЙ РАДИАЦИИ НА СКЛОНАХ

Для сельскохозяйственной оценки тепловых ресурсов на уровне деятельной поверхности и увлажнения почв в холмистом рельефе широко используются данные расчетов прямой солнечной радиации и радиационного баланса на склонах разной экспозиции [3, 4]. В последние годы разработана в общем виде количественная теория радиационного режима растительного покрова, которая входит составной частью в главную проблему агрометеорологии «погода — урожай» [1, 9, 11]. Имеется фоновая климатологическая информация по суммарной радиации Q и фотосинтетически активной радиации Q_{ϕ} (ФАР) для открытого ровного места, а также по фитоклиматической изменчивости этих параметров в растительном покрове [5, 8, 10]. Появилась необходимость дополнить ее расчетами по возможной микроклиматической изменчивости Q' и Q'_{ϕ} на склонах разной экспозиции крутизной от 5 до 20° для теплого времени года.

На наклонную поверхность одновременно с прямой радиацией S поступает рассеянная D и отраженная радиация от земной поверхности и окружающих предметов. Средняя дневная сумма суммарной радиации для различных ориентированных поверхностей рассчитывалась по формуле

$$\sum Q' = \sum S' + \sum D'. \quad (1)$$

Количество прямой солнечной радиации $\sum S'$ вычислялось по известным теоретическим формулам с учетом действительных средних суточных сумм прямой солнечной радиации на перпендикулярную солнечным лучам поверхность [5].

Рассеянная радиация D' рассчитывалась по приближенной формуле, предложенной К. Я. Кондратьевым и М. П. Маноловой [5], в виде

$$D' = D \cos^2 \frac{\alpha}{2} + R \sin^2 \frac{\alpha}{2}. \quad (2)$$

Дневные суммы суммарной радиации для склонов были вычислены по следующему равенству:

$$\sum Q' = \sum S' + \cos^2 \frac{\alpha}{2} \sum D + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sum R. \quad (3)$$

По указанным формулам Т. А. Голубовой рассчитаны средние суточные суммы суммарной радиации для северных и южных склонов крутизной 10, 20° за период апрель — сентябрь по данным наблюдений 98 актинометрических станций, расположенных в разных районах СССР. Так как здесь рассматриваются средние суточные суммы радиации при реальной облачности и прозрачности атмосферы, то неучет анизотропности рассеянной и отраженной радиации дает небольшую ошибку. Для каждого месяца определены коэффициенты $K = \Sigma Q' / \Sigma Q$ и построены рабочие графики зависимости этих отношений от широты места. При помощи полученных коэффициентов, а также данных о действительных средних суточных суммах суммарной радиации на горизонтальную поверхность ΣQ можно рассчитать с достаточной для практических целей точностью средние дневные суммы суммарной радиации на склонах в любом конкретном пункте без проведения специальных микроклиматических наблюдений по следующей формуле:

$$\Sigma Q' = \Sigma QK. \quad (4)$$

Приведенные в табл. 1 значения K для северных и южных склонов могут быть использованы в климатологических расчетах при решении различных прикладных задач, связанных с обслуживанием сельского хозяйства, градостроительства, здравоохранения и т. д.

Рассмотрим одну из таких задач, решение которой направлено на уточнение с последующей пространственной детализацией фотосинтетически активной радиации Q_{ϕ} . Для детальной оценки агроклиматических ресурсов в холмистом рельефе несомненный интерес представляют сведения о дневных суммах фотосинтетически активной радиации на склонах различной экспозиции $\Sigma Q'_{\phi}$.

Согласно исследованиям Ю. К. Росса, Х. Г. Тооминга и др. [9, 10], в актиноклиматологических расчетах переход от коротковолновой радиации (КВР) к ФАР осуществляется по следующим формулам:

$$\left. \begin{aligned} \Sigma S_{\phi} &= \bar{c}_s \Sigma S \\ \Sigma D_{\phi} &= \bar{c}_D \Sigma D \\ \Sigma Q_{\phi} &= \bar{c}_Q \Sigma Q \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где ΣS_{ϕ} , ΣD_{ϕ} , ΣQ_{ϕ} — соответственно суммы прямой, рассеянной и суммарной ФАР; ΣS , ΣD , ΣQ — соответственно суммы прямой, рассеянной и суммарной радиации; \bar{c}_s , \bar{c}_D , \bar{c}_Q — средние для данного периода времени коэффициенты перехода от КВР к ФАР.

Расчетный и экспериментальный методы показали сравнительно хорошую стабильность и географическую универсальность переходных коэффициентов, которые можно принять равными $\bar{c}_s = 0,43$, $\bar{c}_D = 0,57$ [9, 10]. Отсюда следует, что фитоактиноклиматологические

Таблица 1

Коэффициенты для пересчета средних суточных сумм суммарной радиации с горизонтальной поверхности на склоны

Ширина, град.	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Северный склон 20°						
38	0,86	0,91	0,93	0,91	0,87	0,75
42	0,86	0,91	0,92	0,91	0,87	0,75
46	0,85	0,90	0,92	0,91	0,86	0,75
50	0,84	0,90	0,91	0,90	0,85	0,75
54	0,82	0,89	0,91	0,90	0,85	0,75
58	0,81	0,88	0,90	0,90	0,84	0,75
62	0,79	0,88	0,89	0,89	0,83	0,75
66	0,77	0,87	0,89	0,89	0,82	0,75
70	0,74	0,86	0,88	0,89	0,80	0,75
Северный склон 10°						
38	0,94	0,97	0,97	0,96	0,94	0,89
42	0,94	0,96	0,97	0,96	0,94	0,89
46	0,93	0,95	0,96	0,96	0,94	0,89
50	0,92	0,94	0,96	0,96	0,94	0,88
54	0,92	0,94	0,95	0,95	0,94	0,88
58	0,91	0,94	0,95	0,95	0,93	0,88
62	0,90	0,94	0,95	0,95	0,92	0,87
66	0,88	0,94	0,95	0,94	0,92	0,87
70	0,86	0,94	0,95	0,94	0,91	0,87
Южный склон 20°						
38	1,06	1,02	0,98	1,00	1,05	1,15
42	1,06	1,02	0,98	1,00	1,05	1,15
46	1,07	1,02	0,99	1,01	1,06	1,15
50	1,08	1,03	1,00	1,01	1,06	1,16
54	1,10	1,04	1,01	1,02	1,07	1,16
58	1,13	1,05	1,01	1,02	1,08	1,17
62	1,16	1,05	1,01	1,03	1,10	1,17
66	1,20	1,06	1,02	1,04	1,11	1,18
70	1,26	1,07	1,02	1,05	1,13	1,18

Широта, град.	IV	V	VI	VII	VIII	IX
	Южный склон 10°					
38	1,04	1,01	1,00	1,00	1,03	1,08
42	1,04	1,01	1,00	1,01	1,04	1,08
46	1,05	1,02	1,00	1,01	1,04	1,08
50	1,05	1,02	1,00	1,01	1,04	1,08
54	1,06	1,02	1,00	1,02	1,04	1,08
58	1,06	1,03	1,00	1,02	1,05	1,08
62	1,07	1,03	1,00	1,02	1,06	1,08
66	1,09	1,03	1,01	1,02	1,07	1,08
70	1,11	1,03	1,01	1,02	1,08	1,08

расчеты дневных сумм суммарной радиации для открытого ровного места можно выполнить по формуле вида

$$\sum Q_{\phi} \approx 0,5 \sum Q. \quad (6)$$

Соответственно для склонов различной ориентации расчет может быть выполнен по следующему равенству:

$$\sum Q'_{\phi} \approx 0,5 \left(\sum S' + \cos^2 \frac{\alpha}{2} \sum D + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sum R \right). \quad (7)$$

В 8 пунктах, расположенных в различных районах СССР, выполнены опытные расчеты $\sum Q'_{\phi}$ для северных, южных, западных, восточных, северо-западных, северо-восточных, юго-западных, юго-восточных склонов крутизной 5, 10, 15, 20° по месяцам (с апреля по сентябрь) и за теплый период с дневной температурой воздуха выше 10°. В целях уплотнения климатологической информации и сокращения трудоемких расчетов можно предположить, что $(\sum Q'_{\phi} / \sum Q_{\phi}) = (\sum Q' / \sum Q)$ и на склонах $K = \gamma$ в широтном разрезе. Точечные переходные коэффициенты γ' , K' хорошо согласуются с широтными коэффициентами K (табл. 2). Следовательно, актино-климатологические расчеты месячных сумм суммарной ФАР на склонах могут быть осуществлены по формуле

$$\sum Q'_{\phi} = \sum Q_{\phi} \gamma. \quad (8)$$

Фоновые значения $\sum Q_{\phi}$ могут быть получены путем расчета по формуле (6) или путем снятия точечных данных с климатических карт прихода ФАР на горизонтальную поверхность [2, 7]. На рис. 1 представлены расчетные номограммы, характеризующие изменение коэффициентов γ с широтой места в сезонном разрезе, полученные на основании табл. 1. Переходные коэффициенты γ для склонов крутизной 5 и 15° получены методом интерполяции. С помощью номо-

Таблица 2

Сравнение широтных коэффициентов K (1-я строка) с точечными переходными коэффициентами K', γ (2-я строка)

Пункт	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
Архангельск	1,08	1,03	1,01	1,02	1,06	1,08	1,17	1,06	1,01	1,04	1,10	1,17	
	1,07	1,02	1,00	1,02	1,07	1,06	1,14	1,06	1,00	1,03	1,11	1,12	
			Северный склон 10°						Северный склон 20°				
	0,89	0,94	0,95	0,95	0,92	0,87	0,78	0,87	0,89	0,89	0,82	0,75	
	0,90	0,94	0,96	0,95	0,92	0,91	0,81	0,87	0,91	0,89	0,82	0,82	
			Южный склон 10°						Южный склон 20°				
Собакино	1,06	1,03	1,00	1,02	1,05	1,08	1,11	1,04	1,01	1,02	1,08	1,16	
	1,05	1,02	1,00	1,02	1,05	1,07	1,09	1,04	1,01	1,03	1,07	1,14	
			Северный склон 10°						Северный склон 20°				
	0,91	0,94	0,95	0,95	0,93	0,88	0,82	0,89	0,90	0,90	0,84	0,75	
	0,92	0,94	0,95	0,94	0,93	0,90	0,84	0,88	0,90	0,89	0,85	0,79	
			Южный склон 10°						Южный склон 20°				
Куйбышев	1,06	1,02	1,00	1,02	1,04	1,08	1,10	1,04	1,01	1,02	1,07	1,16	
	1,04	1,02	1,00	1,01	1,05	1,07	1,08	1,04	1,01	1,02	1,07	1,15	
			Северный склон 10°						Северный склон 20°				
	0,92	0,94	0,95	0,95	0,94	0,88	0,82	0,89	0,91	0,90	0,85	0,75	
	0,92	0,93	0,95	0,94	0,93	0,88	0,84	0,88	0,90	0,89	0,84	0,75	
			Южный склон 10°						Южный склон 20°				

грамм можно с достаточной для практических целей точностью определить переходные коэффициенты γ для расчета месячных сумм суммарной ФАР на северных и южных склонах в конкретном пункте со сложным рельефом без проведения специальных микроклиматических наблюдений.

Микроклиматические различия в месячных суммах суммарной ФАР между северными и южными склонами значительны и возрастают с увеличением широты места, достигая максимальных вели-

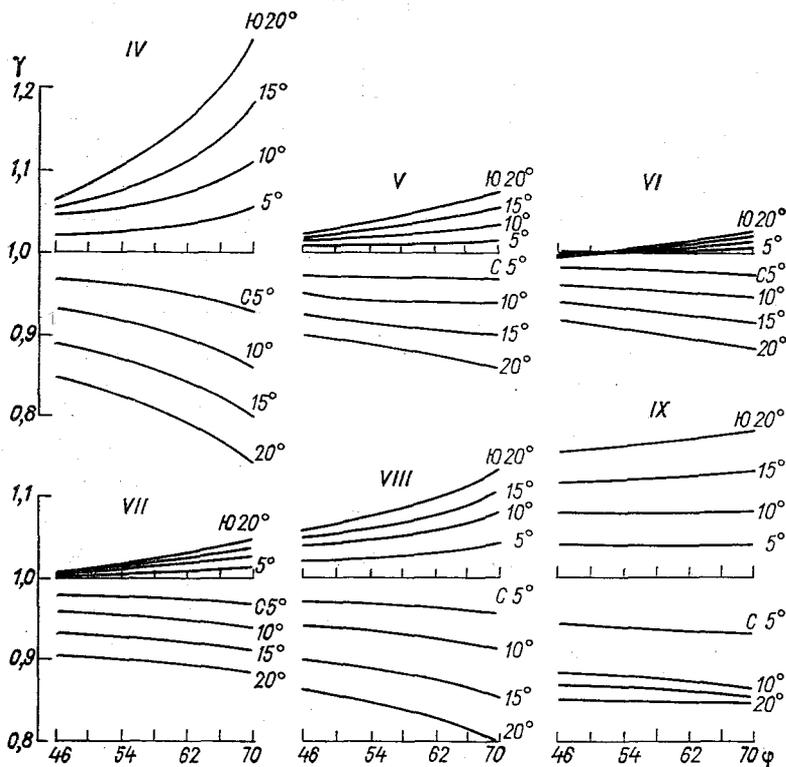


Рис. 1. Номограмма для расчета переходных коэффициентов γ по месяцам в зависимости от широты места.

чин в северных районах Нечерноземья. С увеличением крутизны склонов контраст в приходе ФАР нарастает также в направлении с юга на север. В разгар лета различия в приходе ФАР между склонами сглаживаются, сохраняясь заметными лишь для северных склонов. Во время летнего солнцестояния микроклиматические различия в приходе ФАР между склонами выравниваются в широтном разрезе и не превышают на 50° с. ш. 9—11%, а на 70° с. ш. 14—16%. В южных районах Нечерноземья летом на южные склоны поступает столько же ФАР, как и на ровное открытое место, а в северных рай-

онах — на 2—5% больше. Основными причинами такого распределения являются особенности суточного хода прямой солнечной радиации на склонах и географические различия в продолжительности освещенности по сезонам года.

Весной различия в приходе ФАР на склоны выражены максимально и достигают на 50° с. ш. 22%, а на 70° с. ш. — более 50%.

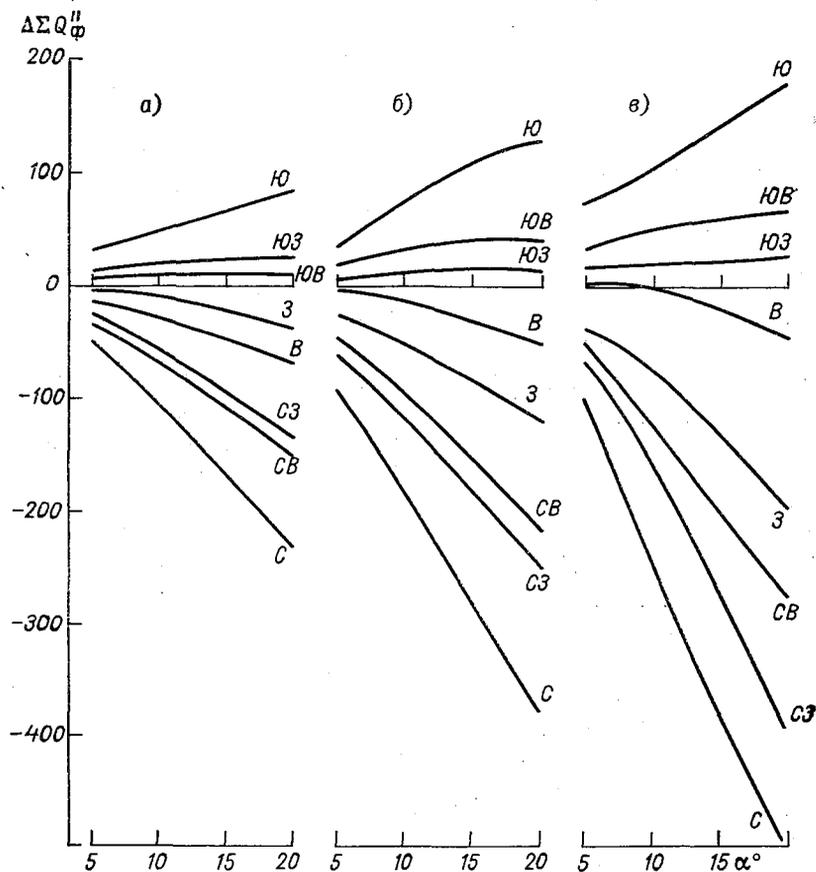


Рис. 2. Отклонения сумм суммарной ФАР (млн. ккал/га за период) за теплый период с дневной температурой воздуха выше 10°C на склонах различной экспозиции и крутизны по сравнению с открытым ровным местом в Нечерноземье.

а — Архангельск, б — Собакино, в — Куйбышев.

Причем на южные склоны крутизной 20° поступает ФАР на 7—26% больше, а на северные склоны той же крутизны на 15—26% меньше, чем на горизонтальную поверхность (первые цифры характеризуют южные районы Нечерноземья, вторые — северные). В конце лета и осенью микроклиматические различия в приходе ФАР весьма зна-

чительны и составляют на 50° с. ш. 20—30%, а на 70° с. ш. 30—33% (первые цифры характеризуют август, вторые — сентябрь). Осенью абсолютные значения переходных коэффициентов γ устойчивы в географическом разрезе. Южные склоны крутизной 20° получают ФАР на 16—18% больше, а северные склоны на 15—16% меньше, чем открытое ровное место (первые цифры характеризуют 50° с. ш., вторые — 70° с. ш.).

Обратимся к интегральной оценке микроклиматических различий в приходе ФАР на склоны различной экспозиции за теплый пе-

Таблица 3

Суммы суммарной ФАР за период с дневной температурой воздуха выше 10° С на склонах и ровном месте

Станция	Северный склон		Западный склон		Ровное место	Восточный склон		Южный склон	
	крутизна, град.					крутизна, град.			
	10	20	10	20		10	20	10	20

Абсолютные значения (млн. ккал/га)

Архангельск	1797	1671	1893	1863	1889	1873	1832	1949	1985
Собакино	2729	2538	2856	2791	2905	2897	2856	2980	3035
Куйбышев	3314	3065	3487	3287	3553	3558	3510	3660	3735

Относительно ровного места (%)

Архангельск	95	88	100	98	0	99	96	102	104
Собакино	94	87	98	96	0	100	98	102	104
Куйбышев	93	86	98	92	0	100	99	103	105

риод с дневной температурой воздуха выше 10°С. Для этих целей были выполнены опытные расчеты для северных, южных, западных, восточных склонов по формуле вида

$$\Sigma Q_{\phi}'' = \Sigma(Q_{\phi} \gamma_{IV} + Q_{\phi} \gamma_V + \dots + Q_{\phi} \gamma_{IX}), \quad (9)$$

где $\Sigma Q_{\phi}''$ — сумма суммарной ФАР за теплый период для склонов; ΣQ_{ϕ} — месячная сумма суммарной ФАР, приходящей на горизонтальную поверхность; $\gamma_{IV}, \dots, \gamma_{IX}$ — переходные коэффициенты для склонов по месяцам.

Расчеты по формуле (9) выполнены для 36 местоположений. На рис. 2 показаны примеры таких расчетов в виде отклонений значений $\Sigma Q_{\phi}''$ на различных склонах по сравнению с открытым ровным местом для восьми местоположений.

В пределах Нечерноземной зоны РСФСР суммы суммарной ФАР за теплый период возрастают в направлении с севера на юг примерно вдвое (табл. 3). В этом же направлении происходит нарастание микроклиматических разностей ($\Sigma Q_{\phi}'' - \Sigma Q_{\phi}$) за счет влияния экспозиции и крутизны склонов, причем вклад обоих факторов

весьма значителен, о чем свидетельствует веерообразный характер расхождения линий на рис. 2. Повсюду на северных склонах крутизной 20° наблюдается недобор в 200—500 млн. ккал/га, а южные склоны той же крутизны получают дополнительно порядка 80—200 млн. ккал/га (первые цифры соответствуют северным районам, вторые — южным). Для северных склонов крутизной 20° $\Sigma Q_{\text{ф}}''/\Sigma Q_{\text{ф}}$ составляет 86—88%, а для южных соответственно 104—106%. На западные и восточные склоны крутизной до 10° поступает за теплый период примерно столько же ФАР, как и на горизонтальную поверхность. На крутые западные и восточные склоны повсеместно поступает ФАР меньше, чем на горизонтальную поверхность.

На рис. 2 наглядно видно, насколько существенны микроклиматические различия в приходе ФАР на склоны промежуточных экспозиций — северо-западные (СЗ), северо-восточные (СВ), юго-западные (ЮЗ), юго-восточные (ЮВ), на долю которых в холмистом рельефе приходится значительные площади.

Диапазон микроклиматических различий в суммах ФАР между северными и южными склонами крутизной 10 и 20° в целом за теплый период составляет соответственно 7—10 и 16—20% (первые цифры характеризуют северные районы Нечерноземья, вторые — южные) [8]. В каждом конкретном случае необходимо определить местоположение поля и станции и только после этого принять решение о целесообразности введения в расчеты ФАР соответствующих переходных коэффициентов γ в сезонном разрезе.

Обращает на себя внимание большая устойчивость микроклиматической изменчивости сумм ФАР в географическом разрезе. Это облегчит в последующем использование выполненных разработок для пространственно-временной детализации радиационных ресурсов на ограниченных территориях со сложным рельефом при наличии фоновых данных по ФАР. Следует заметить, что выполненные разработки пригодны для склонов с естественной подстилающей поверхностью (почва, трава). При наличии сельскохозяйственных культур необходимо в расчетах учитывать фитоклиматическую изменчивость ФАР. В зависимости от архитектуры растительного покрова и биологических особенностей развития сельскохозяйственных культур вводятся коэффициенты пропуска суммарной радиации и ФАР [9].

На основании выполненных разработок можно сделать следующее заключение. Детальный учет суммарной радиации и ФАР на склонах позволяет выявить различную степень ценности участков и дать микробиологическое обоснование для рационального их использования под конкретные сельскохозяйственные культуры с учетом их сортности, а также с учетом возможных вариаций их продуктивности и темпов развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 470 с.
2. Ефимова Н. А. Географическое распределение сумм фотосинтетически активной радиации.— В кн.: Общие теоретические проблемы биологической продуктивности. Л., «Наука», 1969, с. 160—164.

3. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеоздат, 1965. 690 с.
4. Микроклимат СССР. Л., Гидрометеоздат, 1967. 284 с.
5. Мищенко З. А. Фитоклиматическая изменчивость теплового баланса и термический режим растений.— «Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 49—63.
6. Мищенко З. А. Принципы агроклиматического районирования по теплообеспеченности с учетом рельефа в разном масштабе генерализации.— «Труды ДВНИГМИ», 1973, вып. 42, с. 3—15.
7. Молдау Х. и др. Географическое распределение фотосинтетически активной радиации (ФАР) на территории Европейской части СССР.— В кн.: Фотосинтез и вопросы продуктивности растений. М., Изд. АН СССР, 1963, с. 159.
8. Программа и методика постановки опытов и проведения исследований по программированию и прогнозированию урожаев полевых культур. М., Изд. ВАСХНИЛ, 1975, с. 8—12.
9. Росс Ю. К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1975. 342 с.
10. Тооминг Х., Нийлиск Х. Коэффициенты перехода от интегральной радиации к ФАР в естественных условиях.— В кн.: Фитоактинометрические исследования растительного покрова. Таллин. «Валгус», 1967, с. 140—149.
11. Шульгин И. А. Растение и солнце. Л., Гидрометеоздат, 1973. 249 с.

З. А. Мищенко

ТЕПЛОВЫЕ РЕСУРСЫ ДНЯ И НОЧИ С УЧЕТОМ РЕЛЬЕФА НА ТЕРРИТОРИИ НЕЧЕРНОЗЕМНОЙ ЗОНЫ РСФСР

На основе экспериментальных и климатологических обобщений, а также расчетных методов разработаны параметры теплового режима дня и ночи, эффективные для климатической и агроклиматической оценки тепловых ресурсов на территориях разного масштаба — дневная и ночная температура воздуха (T_d , T_n), дневная температура деятельной поверхности (T_w) и их суммы. Преимущество предложенных показателей теплообеспеченности перед существующими заключается в том, что в них учитывается динамика длины дня и ночи, а также воздействие суточного хода температуры на различные объекты природы. Эти показатели биологически более точно характеризуют связь темпов развития растений, их продуктивность с термическим фактором. Кроме того, они отличаются большой чувствительностью к степени континентальности климата, к мезо- и микроклимату, поэтому с их помощью возможно проводить детальную оценку ресурсов тепла на территориях с большой пестротой подстилающей поверхности (различные формы рельефа, экспозиции склонов, типы почв, виды растительных сообществ и т. д.). В опубликованных работах автора [7, 8] дано подробное физическое и биоклиматическое обоснование новых показателей тепловых ресурсов.

Рассмотрим на примере территории Нечерноземной зоны ЕТС РСФСР пространственно-временную изменчивость тепловых ресурсов дня и ночи с учетом форм рельефа и экспозиции склонов. На рис. 1 и 2 показано фоновое распределение ΣT_d , ΣT_n за период с T_d , T_n выше 10°C . Штриховкой выделены районы с различными величинами расхождений ΣT_d , ΣT_n с суммами суточных температур воздуха ΣT_c . Для крайних северных районов, где разность ($T_d - T_n$) летом не превышает $1-2^\circ\text{C}$, ошибка в оценке тепловых ресурсов для целей сельского хозяйства невелика. Но на значительной территории лесной и лесостепной зон превышение T_d над T_n составляет $4-6^\circ\text{C}$. В этих условиях определение сумм тепла по данным T_c

приводит к большим ошибкам в оценке реальных тепловых ресурсов. В пределах Нечерноземья ЕТС ΣT_d изменяются от 0 до 2400°C, а ΣT_n от 0 до 1600°C. В крайних северных районах прибавка тепла за счет дневного нагрева воздуха на уровне будки составляет не более 100°C при недоборе тепла ночью в 200—300°C. В центральных

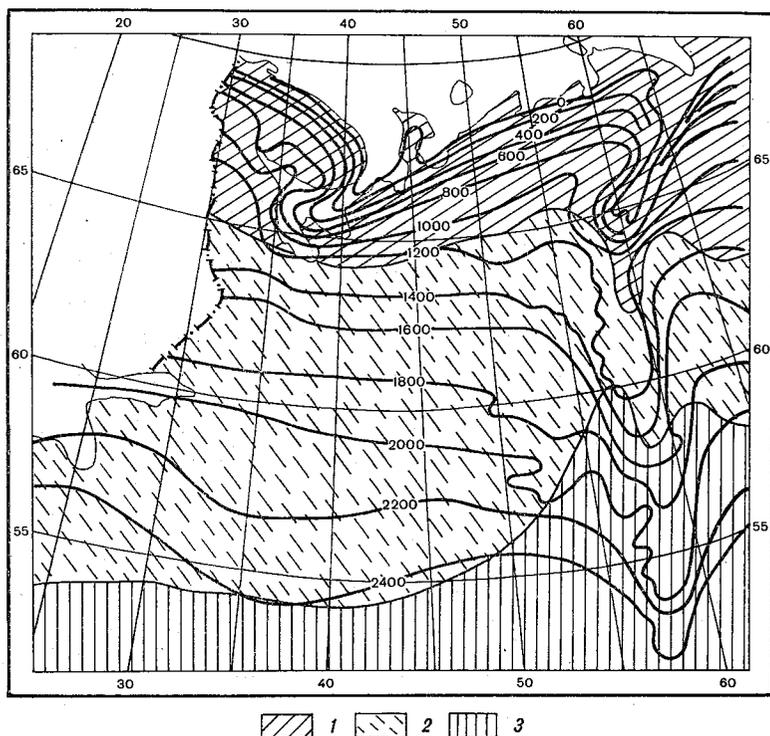


Рис. 1. Суммы дневных температур воздуха за период с T_d выше 10°C на территории Нечерноземной зоны ЕТС РСФСР.

Районы с разностью ($\Sigma T_d - \Sigma T_c$) °C: 1) 50—100; 2) 100—300; 3) 300—500.

районах дополнительное тепло, которое могут использовать растения, днем возрастает до 200—300°C, а ночью уменьшается на 300—500°C. В южных районах прибавка тепла днем достигает 300—500°C при недоборе тепла ночью 500—700°C. Из рассмотренных данных наглядно видно, что в северных и центральных районах Нечерноземья лимитирующим фактором является недостаток тепла, в особенности ночью.

Материалы по ΣT_d и ΣT_n позволяют в явном виде оценить вклад таких факторов, как континентальность климата и продолжительность дня и ночи, оказывающих значительное влияние на жизнедея-

гельность растений [9, 10]. Влияние этих факторов находит отражение в относительных показателях вида

$$K = \frac{\sum T_d}{\sum T_n}; \quad K_1 = \frac{\sum T'_d}{\sum T'_n},$$

где $\sum T_d, \sum T_n$ — суммы температур, рассчитанные по часам, состав-

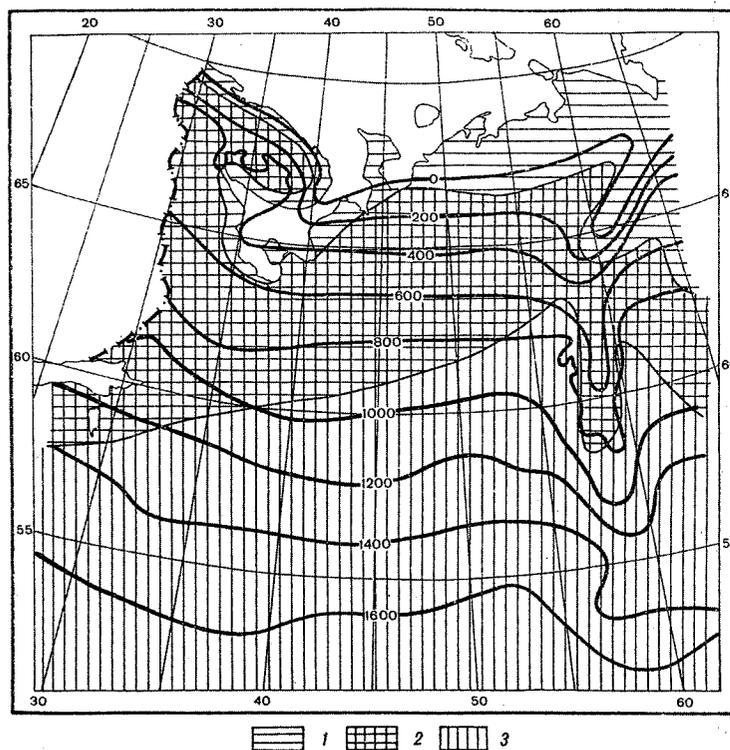


Рис. 2. Суммы ночных температур воздуха за период с T_n выше 10°C на территории Нечерноземной зоны ЕТС РСФСР. Районы с разностью $(\sum T_n - \sum T_c)^\circ\text{C}$: 1) $-200, -300$; 2) $-300, -500$; 3) -700 .

ляющие дневное и ночное время суток. Расчет их произведен по формулам вида

$$\sum T'_d = (\sum T'_d N_{IV} + \sum T'_d N_V + \dots + \sum T'_d N_I)$$

$$\sum T'_n = (\sum T'_n N_{IV} + \sum T'_n N_V + \dots + \sum T'_n N_I)$$

где индексом IV, V, ..., IX — число дней в ап-
реле. При продвижении с юга на север

... возрастает на территории Нечерноземья от 1,4 ...
 ... выражена тенденция к превышению ΣT_d над ΣT_n
 ... Максимально комплексное влияние континентальности
 ... амата и длины дня и ночи проявляется в относительных величинах
 ... интегральных показателей теплообеспеченности, рассчитанных
 ... по часам. С возрастанием широты и долготы места показатель K_1
 ... увеличивается от 3 до 10. В южных и юго-западных районах рас-
 ... ссматриваемой территории ΣT_d превышают ΣT_n примерно втрое,
 ... а в северных и северо-восточных районах в 7—10 раз. Использо-

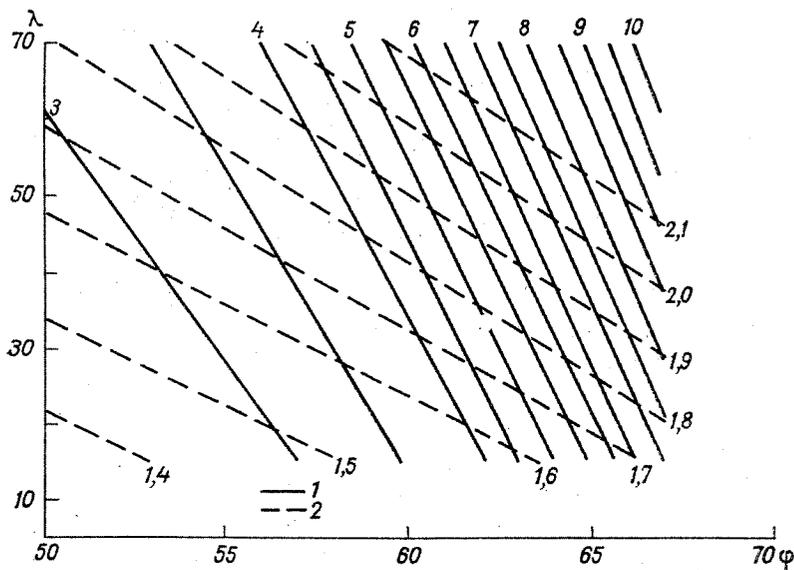


Рис. 3. Расчетная номограмма для определения показателей $K(1)$ и $K_1(2)$ в зависимости от широты и долготы места на территории Нечерноземной зоны ЕТС РСФСР.

... азателей K и K_1 весьма эффективно для сельскохозяйствен-
 ... ки ресурсов тепла на ограниченных территориях с учетом
 ... амата.

... определения пространственно-временной структуры ΣT_d
 ... читывались средние квадратичные отклонения сумм днев-
 ... ночных температур за отдельные годы от нормы (σ_d, σ_n)
 ... , на которых имелись ряды наблюдений по суточному
 ... туры воздуха за 25—40 лет. Расчет проводился по из-
 ... атематической статистики формулам

$$\sigma_d = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Sigma T_{d_i} - \Sigma \bar{T}_d)^2}, \quad (3)$$

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\sum T_n - \sum \bar{T}_n)^2}, \quad (4)$$

где $\sum T_d$, $\sum T_n$ — соответствующие суммы температур за i -тый год; $\sum \bar{T}_d$, $\sum \bar{T}_n$ — средние многолетние суммы температур выше 10°C ; N — число лет. Для расчета обеспеченности возможных $\sum T_d$, $\sum T_n$ по сравнению со средними многолетними $\sum \bar{T}_d$, $\sum \bar{T}_n$, показанными на рис. 1 и 2, применена формула Г. А. Алексева [1]

$$P(x_m) = \frac{m - 0,25}{n + 50} \cdot 100\%, \quad (5)$$

где $P(x_m)$ — обеспеченность (в процентах), значения которой последовательно возрастают; m равно 1, 2 ... — порядковый номер членов статистического ряда x_1, x_2, \dots, x_n , расположенных в убывающем порядке; n — число лет.

Таблица 1

Средние квадратические отклонения сумм дневных σ_d и сумм ночных σ_n температур воздуха ($^\circ\text{C}$)

Станция	σ_d	$2\sigma_d$	σ_n	$2\sigma_n$
Усть-Цильма	335	670	304	608
Вологда	284	568	225	450
Свердловск	327	654	253	506
Салехард	244	488	221	442
Стерлитамак	298	596	205	410
Тбилиси	294	588	225	450
Тобольск	299	598	251	502
Иркутск	151	302	141	282

294661

В табл. 1 приведены результаты расчетов по ряду пунктов для σ_d ; σ_n , характеризующих межгодовую изменчивость $\sum T_d$, $\sum T_n$ с обеспеченностью 68%. Одновременно дается интервал в $\pm 2\sigma_d$, $\pm 2\sigma_n$, который охватывает все возможные отклонения $\sum T_d$, $\sum T_n$ от нормы с обеспеченностью в 95%. Распределение σ_d , σ_n характеризуется большой устойчивостью на территории Нечерноземья в силу того, что оно определяется степенью изменчивости погодных условий, формирующихся под влиянием особенностей циркуляции атмосферы, радиационного режима, свойств подстилающей поверхности. Наибольшие величины стандартных отклонений сумм температур наблюдаются в северо-западных районах Нечерноземной зоны ЕТС РСФСР, а наименьшие — в южных и центральных районах Восточ-

ной Сибири. Пределы возможного варьирования ΣT_d больше, чем ΣT_n , что соответствует характеру межгодовой изменчивости дневных и ночных температур воздуха в сезонном разрезе [9]. Так, удвоенные σ_d изменяются на территории Нечерноземья от 500 до 700°C, а удвоенные σ_n от 400 до 600°C. Межгодовая изменчивость тепловых ресурсов дня и ночи выражена значительно сильнее, чем межгодовая изменчивость суточных сумм температур, в которых нивелируются особенности неустойчивости погодных условий в суточном ходе [4]. Это подтверждается данными табл. 2 и рис. 4, где представлены типовые кривые обеспеченности возможных отклонений ΣT_c , ΣT_d и ΣT_n от нормы для территории Нечерноземной зоны ЕС

Таблица 2

Отклонения возможных $\Sigma T'_d$ (1-я строка), $\Sigma T'_n$ (2-я строка) от нормы по грациям обеспеченности (°С)

Станция	Обеспеченность, %						
	5	10	30	50	70	90	95
Усть-Шильма	500	440	195	0	-175	-480	-615
	375	340	185	0	-215	-475	-545
Вологда	515	345	125	0	-115	-340	-525
	430	290	90	0	-95	-275	-435
Стерлитамак	555	385	135	0	-120	-380	-560
	340	265	100	0	-90	-315	-390

РСФСР. Наглядно видно, что суммы температур с достаточной степенью приближения подчиняются нормальному закону распределения. Причем пространственно-временная изменчивость ΣT_d , ΣT_n примерно в два раза превосходит аналогичную изменчивость ΣT_c . Возможные отклонения от нормы на краях кривой, ограниченных 5 и 95%-ной обеспеченностью, для $\Delta \Sigma T_c$ составляют $\pm 300-400^\circ\text{C}$, а для $\Delta \Sigma T_d$ и $\Delta \Sigma T_n$ они равны $\pm 400-600^\circ\text{C}$. Наибольший вклад в межгодовую изменчивость вносят ΣT_d .

Для установления микроклиматической изменчивости ΣT_d , ΣT_n на выпуклых и вогнутых формах рельефа строились графики зависимости между этими показателями и ΣT_c по данным групп станций, характеризующих конкретную форму рельефа. Выделено четыре основных типа микрорельефа по условиям воздухообмена днем и условиям стока и притока холодного воздуха ночью с учетом морфометрического показателя рельефа — базисов эрозии ($\Delta h \leq 50$ м и $\Delta h \approx 50 \div 150$ м) и различий в степени континентальности северо-западных и юго-восточных районов Нечерноземья (табл. 3). Наглядно видно, что в холмистой местности при преобладающих разностях высот 20—50 м вершины открытых возвышенностей и водораздельных плато днем за счет усиления ветрового потока и турбу-

лентного перемешивания воздушных масс могут быть на 50—150°C холоднее, а замкнутые узкие долины и котловины со слабым воздухообменом на 50—150°C теплее нормальных местоположений. С возрастанием базисов эрозии до 50—150 м вершины и верхние части открытых склонов днем оказываются на 150—200°C холоднее, а замкнутые долины и котловины на 150—300°C теплее открытых ровных участков.

Ночью соотношение ресурсов тепла по элементам рельефа изменяется на обратное. Именно, вершина и верхние части склонов ночью в разных районах на 100—300°C теплее, а замкнутые

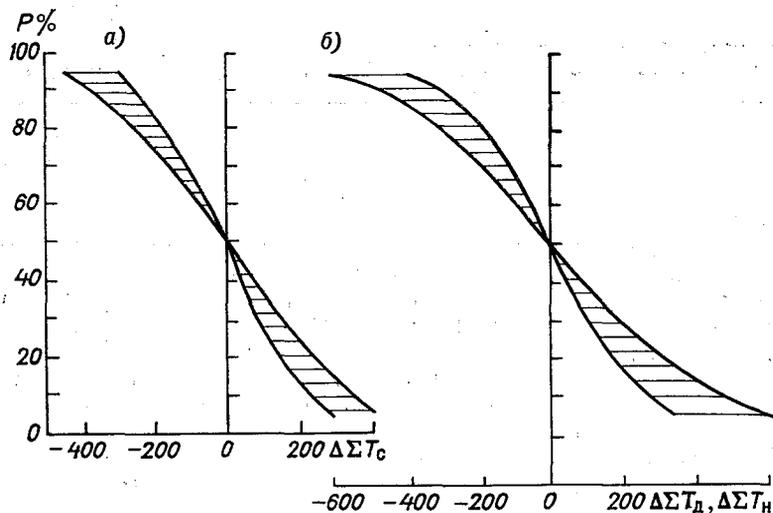


Рис. 4. Типовые кривые обеспеченности отклонений возможных ΣT_c (а) и ΣT_d , ΣT_n (б) от нормы для территории Нечерноземной зоны РСФСР.

узкие долины, сырые низины и котловины, куда стекает и где застаивается холодный воздух, на 100—350°C холоднее открытых ровных участков. Диапазон микроклиматических различий по формам рельефа в ресурсах тепла днем составляет 100—200 и 400—500°C, а ночью 200—300 и 500—600°C (см. 1 и 4 районы табл. 3). Выполненные разработки по микроклиматической изменчивости ΣT_d , ΣT_n в сложном рельефе принципиально позволяют выйти на пространственную интерполяцию тепловых ресурсов в пределах конкретной области, района или отдельно хозяйства на территории Нечерноземной зоны РСФСР без проведения натуральных микроклиматических обследований, по разработанной автором методике разномасштабного картирования [7, 8].

Пользуясь данными рис. 1, 2 и табл. 3, можно с достаточной для практических целей точностью определить ΣT_d , ΣT_n в любом кон-

кретном пункте, где ведется сельскохозяйственное освоение, если известны его координаты и местоположение. В этом случае искомые ΣT_d , ΣT_n , например для вершины холма или замкнутой долины, определяются путем сложения или вычитания соответствующих поправок к фоновым значениям ΣT_d , ΣT_n , изображенным на картах и характеризующим географическую изменчивость ресурсов тепла для условий открытого ровного места (рис. 1, 2). Следует иметь в виду, что в отдельные годы, а также за счет наложения влияния нескольких видов неоднородностей подстилающей поверхности возможны расхождения с выполненной оценкой микроклиматической

Таблица 3

Микроклиматическая изменчивость ΣT_d (1-я строка), ΣT_n (2-я строка) выше 10°C в холмистом рельефе Нечерноземной зоны ЕТС РСФСР ($^\circ\text{C}$)

Район	Тип микрорельефа			
	вершина, верхняя треть склона	середина склона	широкая долина	замкнутая долина, котловина
1. Слабо всхолмленный рельеф ($\Delta h \leq 50$ м, уклон $3-8^\circ$)	-50, -100 100-150	≤ -50 ≤ 50	≥ 50 -100	50-100 -100, -150
2. То же в континентальных юго-восточных районах	-100, -150 150-200	-50, -100 50-100	50-100 -100, -150	100-150 -150, -200
3. Холмистый рельеф ($\Delta h = 50 \div 150$ м, уклон $5-12^\circ$)	-150, -200 ≥ 200	≥ -100 ≥ 110	100-150 -150, -200	150-200 -200, -300
4. То же в континентальных юго-восточных районах	≥ -200 200-300	-100, -150 100-150	150-200 -200, -300	200-300 -300, -350

Примечание. Знак (+) означает увеличение, а знак (-) — уменьшение ΣT_d , ΣT_n по сравнению с открытым ровным местом.

изменчивости ΣT_d , ΣT_n . Поэтому в каждом конкретном случае в зависимости от специфики запросов сельскохозяйственной практики следует провести глубокий анализ микрорайона, определить возможность использования готовых микроклиматических параметров или организовать микроклиматические наблюдения для их уточнения.

Введение еще одного показателя ΣT_w — суммы дневных температур естественной подстилающей поверхности за период с T_d выше 10°C — позволяет раскрыть существенную в природе пестроту тепловых ресурсов, возникающую на уровне деятельной поверхности за счет экспозиции и крутизны склонов. Методика расчета радиационного нагрева днем, т. е. разности между температурой деятельной поверхности и температурой воздуха на уровне будки

$(T_w - T)$ и T_w для ровного места и склонов, основанная на использовании уравнения теплового баланса, подробно изложена в опубликованных работах [3, 5, 7]. Расчет ΣT_w для разных склонов за период с T_d выше 10°C выполнен для одной из центральных областей Нечерноземной зоны РСФСР — Вологодской по формулам вида

$$\Sigma T_w = \Sigma T_d + [(T_w - T_d)N_1 + (T_w - T_d)N_2 + (T_w - T_d)N_6], \quad (4')$$

$$\Sigma T'_w = \Sigma T_w + [(T'_w - T_w)N_1 + (T'_w - T)N_2 + \dots + (T'_w - T_w)N_6], \quad (5')$$

где ΣT_w — для ровного открытого участка; $(T_w - T_d)$ — разность между T_w и T_d для ровного места; $\Sigma T'_w$ — для склона заданной экспозиции и крутизны; $(T'_w - T_w)$ — разность между T'_w на склоне и T_w на ровном месте; N_1, N_2, \dots, N_6 — число дней в месяцах с апреля по сентябрь. Для каждого варианта расчета $\Sigma T'_w$ вводилась соответствующая конкретному местоположению величина $(T'_w - T_w)$.

Зная фоновую величину $\Sigma T_c, \Sigma T_d$ в любом макроклиматическом районе области, можно с достаточной надежностью определить микроклиматические вариации ΣT_w за счет экспозиции и крутизны склонов. Диапазон микроклиматических различий ΣT_w в каждом макрорайоне области составляет примерно 300°C . А весь спектр мезо- и микроклиматических различий в тепловых ресурсах на фоне $\Sigma T_c \approx 1600 \div 1700^\circ\text{C}$ составляет в пределах области 700°C . Наглядно виден огромный резерв для детализации ресурсов тепла на ограниченных территориях. В пределах Вологодской области повсеместно наиболее ценными участками для использования под более теплолюбивые культуры являются склоны с южной составляющей и обширные водораздельные плато. Нижние части склонов, понижения рельефа, склоны с северной составляющей целесообразно использовать под нетребовательные к теплу культуры в сочетании с направленными мелиоративными мероприятиями.

В заключение рассмотрим биоклиматический аспект практического использования новых показателей тепловых ресурсов, охватывающих биологически активный слой воздуха и деятельную поверхность. Обратимся для этих целей к карте агроклиматического районирования СССР и шкале классификации климата по теплообеспеченности растений Д. И. Шашко [11]. Фоновые материалы по биологическим и биоклиматическим ΣT_c легко дополнить данными по $\Sigma T_d, \Sigma T_n$. Зная микроклиматическую изменчивость последних, можно детализировать теплообеспеченность экологических типов сельскохозяйственных культур на ограниченных территориях со сложным рельефом. При интервале в 100°C по ΣT_c выше 10°C меняется набор сортов сельскохозяйственных культур и видов холоднотойких культур, а при интервале в 300°C — видов теплолюбивых культур. Температурные полосы с интервалом в 400°C по ΣT_c выше 10°C выделены Д. И. Шашко [11] для агроклиматического обоснования экономически целесообразного возделывания тех или иных сельскохозяйственных культур. Нетрудно увидеть по выполненным

разработкам, что диапазон микроклиматической изменчивости тепловых ресурсов дня и ночи в 400—700°C сравним с переходом в разные агроклиматические зоны по теплообеспеченности сельскохозяйственных культур.

Предложенные показатели теплообеспеченности открывают широкие возможности для детальной оценки ресурсов тепла с целью рационального использования земель под сельское хозяйство. С их помощью можно более обоснованно подойти к выработке практических рекомендаций по размещению сельскохозяйственных культур с учетом их видов и сортов, а также по дифференцированному планированию посевных, уборочных работ и агротехнических приемов в пределах небольшого района или отдельного хозяйства. Дальнейший анализ материалов по тепловому режиму дня и ночи позволит дать научно обоснованные рекомендации по дифференцированным мелиоративным мероприятиям, направленным на улучшение природной среды по термическому фактору.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Графоаналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения.— «Труды ГГИ», 1960, вып. 73, с. 90—140.
2. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1963, с. 90—150.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоздат, 1971. 470 с.
4. Гневко Г. Т. Основные статистические характеристики сумм температур за период с температурой выше 10°. — «Труды НИИАК», 1970, вып. 67, с. 40—48.
5. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеоздат, 1967. 284 с.
6. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., Гидрометеоздат, 1962. 198 с.
7. Мищенко З. А. Агроклиматическая оценка тепловых ресурсов с учетом термического режима дня и ночи. — В кн.: Агроклиматические ресурсы природных зон СССР и их использование. Л., Гидрометеоздат, 1970, с. 92—111. издат, 1970, с. 92—111.
8. Мищенко З. А. О разномасштабном картировании термических показателей дня с учетом рельефа.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 29—41.
9. Мищенко З. А. О методах расчета дневных и ночных температур воздуха и их точности. — «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 139—151.
10. Смирнов В. А. Сумма светлых часов.— «Метеорология и гидрология», 1975, № 10, с. 110—111.
11. Шапко Д. И. Агроклиматическое районирование СССР. М., «Колос», 1967, с. 56—110.

Е. Н. Романова

УСЛОВИЯ УВЛАЖНЕНИЯ НЕЧЕРНОЗЕМНОЙ ЗОНЫ РСФСР

Территория Нечерноземья простирается в широтном направлении приблизительно на 15—17°. В пределах этой большой территории условия увлажнения в климатологическом аспекте изменяются от избыточно влажных до слабозасушливых. На рис. 1 даны границы климатических зон увлажнения. Обычно в зону избыточного увлажнения включают как территорию умеренного пояса, так и холодного. Это неправильно, поскольку в холодном поясе условия увлажнения качественно иные, чем в умеренном, в частности совершенно иная физиологическая картина испарения [8]. Границей, отделяющей холодный пояс от умеренного, служит изолиния сумм температур за период с устойчивой температурой выше 10°C, равная 1000°C. Эта граница является также северной границей земледелия [1].

В статье рассматривается изменение увлажнения Нечерноземья в пределах умеренного пояса как под влиянием климатических условий, так и вследствие особенностей рельефа в пределах однородных климатических зон. Увлажнение почв рассматривается на основании учета баланса прихода — расхода влаги в различных элементах рельефа.

Причиной неоднородностей увлажнения почв в разных местоположениях в условиях сходной агротехники и однотипной растительности является перераспределение осадков, определяющее неодинаковый приход влаги в почву на разных элементах рельефа, и различный расход влаги на испарение E со склонов в зависимости от их крутизны и ориентации.

Перераспределение осадков в теплое время года возможно в тех случаях, если интенсивность выпадающих осадков превышает интенсивность впитывания воды в почву. Причем сток на склонах возможен при отсутствии его с выровненных участков. Действительно, сток с выровненных участков летом практически отсутствует, а сток со склонов в теплое время года составляет 15—25% всей суммы стока [4]. По разработанной автором методике [6, 7] были получены количественные значения перераспределения влаги на склонах в зависимости от типа почвы, формы и длины склона (табл. 1). Перераспределение влаги на склонах сильно зависит от увлажнения

почв. Для Нечерноземья рассматриваются три зоны: избыточного увлажнения умеренного пояса 1, достаточного увлажнения 2 и слабозасушливая зона 3 (рис. 1).

Перераспределение осадков самое большое значение в балансе влаги имеет весной, когда оно составляет на суглинистых почвах южных склонов 20—25%, северных 25—30% и у подножий до

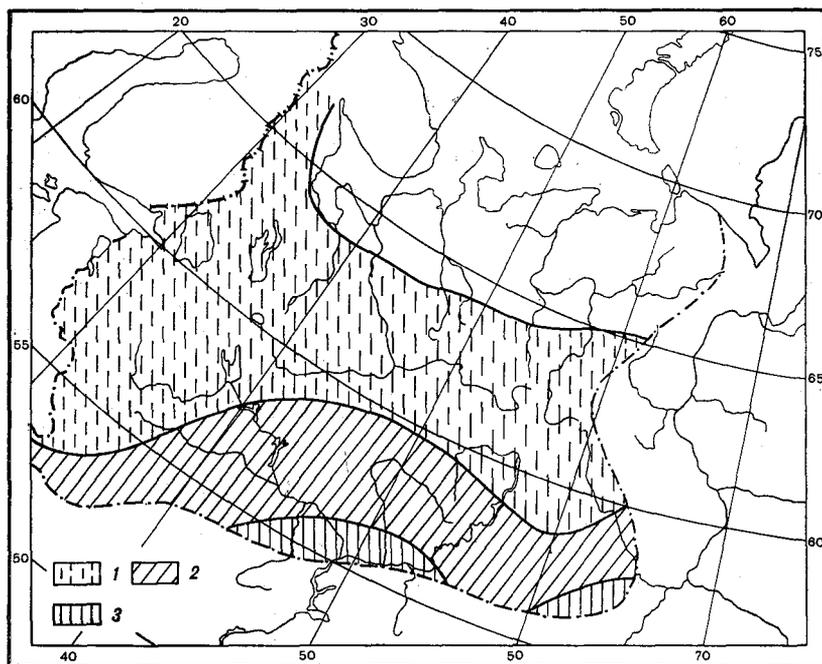


Рис. 1. Климатические зоны увлажнения Нечерноземья РСФСР.

Зоны: 1 — избыточного увлажнения умеренного пояса; 2 — достаточного увлажнения; 3 — слабозасушливая.

100%. На супесчаных почвах значения перераспределения осадков меньше: на южных склонах 10—15%, на северных 15—20% и у подножий до 50%.

Расчет испаряемости для холмистого рельефа Нечерноземья проводился так же, как и для других районов СССР, по радиационному методу М. И. Будыко с корректировкой его по комплексному методу [3, 9] (табл. 2).

В отдельные сезоны значения испаряемости определялись аналогичным образом. Корректировка полученных данных комплексным методом проводилась в соответствии с распределением средних месячных значений дефицитов влажности воздуха за теплый период [5].

При выделении весеннего сезона возникают трудности. Единый

Таблица 1

Перераспределение влаги на склонах (%)

Зона увлажнения	Экспозиция склона							
	северная				южная			
	часть склона							
	верх- няя	сред- няя	ниж- няя	подно- жие	верх- няя	сред- няя	нижняя	подно- жие

Прямые склоны

Суглинистые почвы

1	82	87	92	150	88	90	92	138
2	83	85	88	156	88	94	96	132
3	84	88	90	148	90	94	96	126

Супесчаные почвы

1	86	89	90	137	92	96	98	128
2	88	90	92	133	94	97	99	114
3	89	92	95	120	96	98	100	106

Вогнутые склоны

Суглинистые почвы

1	80	84	86	147	85	92	90	136
2	80	83	85	154	87	92	86	130
3	79	82	87	144	90	94	90	122

Супесчаные почвы

1	84	88	90	130	92	96	90	125
2	87	90	89	128	95	98	94	112
3	89	94	92	118	96	99	100	104

Выпуклые склоны

Суглинистые почвы

1	82	85	87	140	88	90	94	130
2	83	86	87	145	87	88	92	132
3	85	87	94	131	90	92	97	120

Супесчаные почвы

1	86	90	90	135	94	97	97	120
2	82	85	87	150	91	96	96	113
3	90	94	98	115	98	96	98	108

Примечание. В табл. 1 и далее зоны увлажнения даны в соответствии с рис. 1.

Испаряемость (см) на склонах разной экспозиции и крутизна

Зона увлажне- ния	Пе- риод	Ровное место	Экспозиция склона																					
			северная					южная					восточная					западная						
			5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	
крутизна склона, град.																								
I	1	47,0	39,4	35,3	32,0	48,0	50,8	53,2	56,4	47,0	45,8	45,2	45,4	47,0	45,9	45,7	46,0	47,0	45,9	45,7	46,0	45,7	46,0	
	2	10,5	8,6	8,3	7,4	11,2	11,9	12,5	13,0	10,2	10,6	10,9	11,1	10,2	10,6	10,5	10,4	10,2	10,6	10,5	10,5	10,4	10,5	10,4
	3	10,9	10,0	9,4	8,6	11,7	12,3	12,4	12,6	11,0	11,1	11,3	11,3	11,0	11,1	11,0	10,9	11,0	11,1	11,0	11,0	11,0	10,9	10,9
	4	2,3	0,8	0,3	0,2	4,0	4,7	5,0	5,2	2,6	2,8	3,0	3,0	2,6	2,8	2,2	2,4	2,4	2,6	2,2	2,2	2,2	2,4	2,4
2	1	63,9	53,0	49,5	44,8	67,4	68,4	73,2	79,2	63,9	63,3	63,2	63,8	63,9	61,7	61,3	61,6	63,9	61,7	61,3	61,3	61,3	61,6	61,6
	2	11,0	9,2	8,5	7,9	11,9	12,3	13,1	13,7	10,5	11,0	11,3	11,4	10,5	11,0	10,8	10,7	10,5	11,0	10,8	10,8	10,7	10,7	10,7
	3	13,8	12,5	11,8	11,2	14,8	15,2	15,4	15,6	13,8	16,8	14,0	14,0	13,8	13,8	13,6	13,2	13,8	13,8	13,6	13,6	13,6	13,2	13,2
3	4	5,0	2,8	2,0	1,2	6,8	7,4	8,0	8,8	5,2	5,6	5,6	5,5	5,2	4,7	4,5	4,8	5,2	4,7	4,5	4,5	4,8	4,8	4,8
	1	73,3	62,3	56,1	50,5	77,0	81,6	83,6	88,1	73,3	74,0	73,0	72,3	73,3	72,0	71,6	71,6	73,3	72,0	71,6	71,6	71,6	71,6	71,6
	2	11,6	9,8	9,1	8,2	12,5	13,2	13,9	14,3	11,7	11,8	11,8	11,8	11,7	11,8	11,6	11,5	11,7	11,8	11,6	11,6	11,6	11,5	11,5
	3	16,0	14,4	13,6	13,0	17,0	17,3	17,4	17,8	16,2	16,0	16,2	15,9	16,2	16,2	15,8	15,4	15,0	16,2	15,8	15,4	15,4	15,0	15,0
4	7,1	5,8	4,4	3,3	2,1	8,8	9,4	10,2	11,4	7,2	7,5	7,5	7,4	7,2	6,6	6,2	6,6	7,2	6,6	6,2	6,2	6,6	6,6	
	4	7,1	5,8	4,4	3,3	2,1	8,8	9,4	10,2	11,4	7,2	7,5	7,4	7,2	6,6	6,2	6,6	7,2	6,6	6,2	6,2	6,6	6,6	

1 — вегетационный период, 2 — весна (май или апрель), 3 — лето (июль), 4 — осень (сентябрь).

календарный период для всей территории не соответствует фактическим весенним периодам, обуславливающим начало вегетации растений и весенние сельскохозяйственные работы в разных ее частях. Очевидно, есть основания за характерный весенний месяц принимать такой календарный отрезок, на середину которого приходятся сроки сева яровой пшеницы, что и было сделано в соответствии с [2]. Выделение лета и осени не вызывает затруднений: за характерный для лета месяц по всей территории принят июль, осени — сентябрь.

Весной испаряемость по всей территории Нечерноземья изменяется очень мало, что объясняется «скользящим» весенним периодом: сев яровой пшеницы производится приблизительно при одинаковых метеорологических условиях. Если сравнить значения испаряемости весной за одинаковые календарные сроки (за апрель и за май), то различия между северными и южными районами оказываются большими, т. е. зональность проявляется очень четко. Изменение испаряемости летом гораздо больше. Осенью испаряемость по абсолютным значениям меньше, чем летом и весной.

Весной различия в E_0 между северными и южными склонами крутизной 5° по всей территории составляют примерно 1,5 см/мес. Западные и восточные склоны характеризуются одинаковыми значениями E_0 . На склонах северной экспозиции крутизной 10° E_0 меньше, чем на южных склонах, уже на 3—3,5 см/мес. На западных и восточных склонах, так же как при крутизне 5° , испаряемость приблизительно одинаковая. Для склонов крутизной 15° характерно уже большее различие увлажнения между экспозициями: между северными и южными склонами оно составляет 4—5,5 см/мес. На восточных склонах испаряемость чуть больше, чем на западных (различия не превышают 0,5 см/мес). При крутизне склонов 20° испаряемость в зависимости от экспозиции изменяется еще сильнее. На северных склонах E_0 меньше, чем на южных, на 5,6—7,0 см/мес; E_0 на западных склонах меньше, чем на восточных, на 1,0—1,5 см/мес.

Летом испаряемость на склонах изменяется по территории существенно — примерно на 5 см/мес. На склонах крутизной 5° различия в испаряемости между северными и южными склонами составляют около 1,5 см/мес, возрастая до 2—3 см/мес при крутизне 10° . Для западных и восточных экспозиций наблюдаемые значения испаряемости на склонах крутизной 5 и 10° совпадают. Для склонов крутизной 15 и 20° характерны большие различия в E_0 . Для северных и южных склонов они заключены в пределах 3—4 см/мес. На восточных склонах наблюдаются несколько большие значения E_0 , чем на западных: различия составляют 0,5—1,0 см/мес.

Осенью значения испаряемости на склонах относительно сильно различаются при малых абсолютных величинах.

Были рассчитаны отношения испаряемости на склонах к испаряемости на ровном месте. Для теплого периода отношения E_{0c}/E_0 существенно зависят от крутизны склона, но почти не изменяются по территории [9].

Показатель увлажнения склонов K_{II}

Зона увлаж- нения	Ровное место	Вершина	Экспозиция склона							
			южная				северная			
			часть склона							
			верхняя	средняя	нижняя	подно- жие	верхняя	средняя	нижняя	подно- жие

Прямые и вогнутые склоны

Теплый период

1	0,90	0,55	0,55	0,57	0,90	1,00	0,86	0,90	1,00	1,00
2	0,70	0,37	0,33	0,40	0,66	0,83	0,71	0,73	0,95	1,00
3	0,55	0,26	0,23	0,29	0,52	0,65	0,52	0,57	0,75	0,93

Весна

1	1,00	0,58	0,56	0,59	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2	0,90	0,49	0,45	0,56	0,84	1,00	0,90	0,90	1,00	1,00
3	0,80	0,43	0,36	0,48	0,73	0,92	0,80	0,80	1,00	1,00

Лето

1	0,80	0,42	0,40	0,46	0,80	1,00	0,76	0,80	1,00	1,00
2	0,55	0,25	0,23	0,28	0,51	0,66	0,47	0,55	0,71	0,82
3	0,40	0,16	0,14	0,20	0,37	0,45	0,29	0,40	0,51	0,60

Осень

1	0,90	0,55	0,52	0,58	0,90	1,00	0,90	0,90	1,00	1,00
2	0,65	0,29	0,24	0,32	0,62	0,74	0,64	0,65	0,70	1,00
3	0,40	0,17	0,13	0,19	0,38	0,45	0,39	0,40	0,43	0,64

Выпуклые склоны

Теплый период

2	0,70		0,57	0,52	0,50	0,82	0,68	0,71	0,64	1,00
3	0,55		0,44	0,41	0,40	0,65	0,53	0,56	0,51	1,00

Весна

2	0,90		0,68	0,58	0,62	0,97	0,72	0,80	0,80	1,00
3	0,80		0,68	0,58	0,62	0,97	0,72	0,80	0,80	1,00

Лето

2	0,55		0,45	0,42	0,40	0,65	0,53	0,55	0,51	1,00
3	0,40		0,33	0,31	0,29	0,47	0,39	0,40	0,37	0,75

Осень

2	0,65		0,49	0,46	0,45	0,74	0,64	0,65	0,53	1,00
3	0,40		0,30	0,28	0,26	0,46	0,39	0,40	0,33	0,80

В работах автора с помощью расчетной схемы, дополненной экспериментальными данными, была найдена количественная связь между испаряемостью и испарением для разных условий рельефа, т. е. определены значения показателя увлажнения склонов (табл. 3). По значениям показателя увлажнения склонов и испаряемости на склонах можно рассчитать испарение в разных местоположениях, используя следующее соотношение:

$$E_c = E_0 K_{\Pi},$$

где E_c — испарение со склона; E_0 — испаряемость; K_{Π} — показатель увлажнения склонов.

Таблица 4

Испарение со склонов за теплый период (см/период)

Зона увлажнения	Ровное место	Экспозиция склона							
		северная				южная			
		часть склона							
		верхняя	средняя	нижняя	подножие	верхняя	средняя	нижняя	подножие
Прямые склоны									
1	42,3	35,6	37,2	41,4	47,0	27,2	28,2	44,5	47,0
2	44,7	39,6	40,8	53,0	63,9	22,4	27,2	44,8	53,0
3	40,3	35,4	37,0	48,7	58,1	18,4	23,2	41,7	47,6
Вогнутые склоны									
1	42,3	33,9	39,2	45,2	47,0	28,0	27,4	42,8	47,0
2	44,7	37,7	42,9	58,2	63,9	25,1	27,0	43,3	53,0
3	40,3	32,4	38,7	53,0	58,1	18,8	22,8	39,5	47,6
Выпуклые склоны									
1	44,7	41,7	41,7	29,0	63,9	37,4	35,0	34,2	52,4
2	40,3	37,4	38,0	31,8	73,3	33,4	32,8	32,6	47,6
3	33,9	32,0	31,5	27,0	68,6	28,0	27,0	27,0	33,9

Рассчитанные таким образом значения испарения за теплый период для разных экспозиций и типов склонов приводятся в табл. 4.

Испарение в верхних и средних частях северных и южных склонов меньше, чем на выровненных участках: на северных склонах за счет уменьшения теплоэнергетических ресурсов, а на южных — за счет большей сухости почвы. В нижних частях южных склонов и у их подножий испарение заметно больше. Максимальные значения в этих местоположениях наблюдаются в зоне достаточного увлажнения, где они составляют 47—48 см в нижних частях склонов и 51 см у подножий. В зоне избыточного увлажнения

Испарение со склонов по сезонам

Зона увлаж- нения	Ровное место	Вершина	Экспозиция склона							
			южная				северная			
			часть склона							
			верхняя	средняя	нижняя	подно- жие	верхняя	средняя	нижняя	подно- жие

Прямой склон

Весна

1	10,5	6,1	6,5	9,8	11,6	10,5	9,2	9,2	9,2	10,5
2	9,9	5,4	5,0	6,5	9,7	11,0	8,8	8,8	9,8	11,0
3	9,3	5,0	4,6	6,2	9,4	10,7	8,4	8,4	10,4	11,6

Лето

1	8,7	4,6	4,8	5,5	9,6	10,9	7,8	8,2	10,2	10,9
2	7,6	3,4	3,4	4,2	7,6	9,1	6,1	7,1	9,2	11,3
3	6,4	2,6	2,4	3,4	6,4	7,2	4,6	6,0	8,1	9,6

Осень

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

Вогнутый склон

Весна

1	10,5		6,7	6,6	10,8	10,5	8,6	9,8	10,2	10,5
2	9,9		5,7	6,7	9,6	11,0	8,3	9,3	10,6	11,0
3	9,3		4,8	6,0	8,8	10,7	7,8	8,8	11,3	11,6

Лето

1	8,7		4,9	5,4	9,0	10,9	7,6	8,3	10,6	10,9
2	7,6		3,5	4,2	7,3	9,1	5,9	7,3	9,6	11,3
3	6,4		2,4	3,4	6,1	7,2	4,2	6,2	8,0	9,6

Осень

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

Выпуклый склон

Весна

2	9,9		8,7	7,8	8,6	11,0	9,1	9,6	8,5	11,0
3	9,3		8,2	7,2	8,2	11,3	8,1	8,8	7,8	11,6

Зона увлаж- нения	Ровное место	Вершина	Экспозиция склона							
			южная				северная			
			часть склона							
			верхняя	средняя	нижняя	подно- жие	верхняя	средняя	нижняя	подно- жие

Лето

2	7,6		6,4	6,2	6,1	9,0	7,2	7,3	6,4	13,8
3	6,4		5,4	5,3	5,0	7,5	6,1	6,2	5,3	12,0

Осень

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

соответственно испарение несколько меньше: 43—46 см внизу склона и 47 см у подножия. В слабозасушливой зоне испарение еще меньше.

Во всех частях северного склона самое большое испарение наблюдается в зоне достаточного увлажнения, что вполне закономерно, так как в этой зоне имеются достаточные запасы влаги, а теплоэнергетические ресурсы здесь больше, чем в зоне избыточного увлажнения. На северном склоне более, чем на южном, заметно влияние крутизны. Диапазон изменения испарения в пределах Нечерноземья в верхних и средних частях северных склонов составляет от 4 до 35 см в зависимости от крутизны склона. В нижних частях рассматриваемых склонов аналогичные изменения составляют от 13,6 до 53 см, а у подножий — от 21 до 64 см (табл. 5).

Испарение зависит и от формы склона. На прямых и вогнутых профилях весной у подножий северных склонов наибольшее испарение наблюдается на юге Нечерноземной зоны (12 см/мес); на севере в зоне избыточного увлажнения оно составляет 10,5 см/мес. Для подножий южных склонов максимум испарения приходится также на юг Нечерноземья. Испарение с нижних частей южных и северных склонов характеризуется рядом особенностей. В зоне избыточного увлажнения испарение больше с южных склонов (11,6—10,8 см/мес), чем с северных (9,2—10,5 см/мес). В зоне достаточного увлажнения на склонах прямого профиля испарение с нижних частей склонов северной и южной экспозиции одинаково, в остальных зонах испарение больше на северных склонах (на 1,5—2,0 см/мес). На склонах вогнутого профиля испарение с нижних частей северных склонов во всех зонах больше, чем с южных.

Рассмотрим изменение отношения E/E_0 для центральной части Нечерноземья (зона достаточного увлажнения), где наиболее часто имеют место оптимальные условия увлажнения ($E/E_0=0,6 \div 0,8$). К таким местоположениям обычно относятся выровненные участки, нижние части южных, верхние и средние части северных склонов прямого и вогнутого профиля, а также верхние, средние и нижние части выпуклых северных склонов. Для склонов южных экспозиций, верхних и средних частях прямого и вогнутого профилей, в сред-

них и нижних выпуклого профиля характерна засушливость ($E/E_0 < 0,5$). Переувлажнены подножия и нижние части склонов всех экспозиций и средние части северных склонов прямого и вогнутого профиля, а для выпуклых склонов переувлажнение имеет место только у подножий склонов ($E/E_0 > 0,8$).

Во влажные годы увлажнение южных склонов близко к оптимальному, в то время как другие местоположения переувлажнены. В сухие годы благоприятные условия увлажнения наблюдаются у подножий всех склонов и на северных экспозициях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматический атлас мира. М., ГУГК, Гидрометеиздат, 1972. 150 с.
2. Бессонова Е. В. Наступление фаз развития основных сельскохозяйственных культур на территории СССР. — «Геогр. сб. АН СССР», вып. 9. Вопросы фенологии, 1957, с. 47—67.
3. Зубенок Л. И. Испарение на территории Советского Союза. — В кн.: Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М., Стройиздат, 1973, с. 154—166.
4. Корзун В. И. Сток и потеря талых вод на склонах полевых водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1968. 169 с.
5. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., Гидрометеиздат, 1969. 168 с.
6. Романова Е. Н. Увлажнение почвы. — В кн.: Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 166—197.
7. Романова Е. Н. Оценка увлажненности пологих склонов на ЕТС. — «Труды ГГО», 1966, вып. 190, с. 3—18.
8. Романова Е. Н. Микроклимат тундры в районе Таймырского стационара. — В кн.: Биогеоценозы Таймырской тундры и их продуктивность. Л., «Наука», 1971, с. 35—44.
9. Романова Е. Н. Изменение испаряемости на склонах различных экспозиций и крутизны на территории СССР. — «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 35—47.

Е. Н. Романова

ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ НА ТЕРРИТОРИИ НЕЧЕРНОЗЕМЬЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РЕЛЬЕФА

На основании выполненных автором разработок по оценке условий увлажнения Нечерноземной зоны [4] и более ранних исследований [2, 3] оказалось возможным произвести оценку влажности почвы в различных местоположениях на территории Нечерноземья. В условиях холмистого рельефа Нечерноземной зоны влажность почвы меняется значительно за теплый период и по сезонам. Изменения значений влажности почвы в различных местоположениях в процентах от полной влагоемкости и в запасах продуктивной влаги (ПВ) за теплый период можно проанализировать по табл. 1.

В различных местоположениях Нечерноземной зоны в среднем за теплый период в слое 0—50 см влажность почвы в зоне избыточного увлажнения изменяется от 40—50% ПВ в самых сухих местоположениях (верхние части южных склонов) до 80% ПВ и более у подножий склонов всех экспозиций. В запасах продуктивной влаги этот диапазон заключен в пределах от 50—75 до 150 мм и более. Ровные участки, средние части склонов северных и восточных экспозиций, верхние части склонов северной экспозиции и нижние части склонов всех ориентаций характеризуются запасами продуктивной влаги 125—150 мм (70—80% ПВ). Эти местоположения во влажные годы и весной бывают переувлажнены.

В зоне достаточного увлажнения в среднем за теплый период в зависимости от местоположения влажность почвы меняется от 25—50 мм (30—40% ПВ) в верхних частях южных склонов до 125—150 мм (70—80% ПВ) у подножий склонов всех экспозиций. Нижние части северных и восточных склонов увлажнены так же, как средние части южных, западных и верхних восточных склонов в зоне избыточного увлажнения, т. е. до 100—125 мм (60—70% ПВ). На ровных участках, верхних частях северных, средних частях северных и восточных, нижних частях южных и западных склонов влажность почвы составляет 75—100 мм. Эти местоположения могут быть переувлажнены весной только в очень влажные годы.

На юге территории, в слабозасушливой зоне, в среднем за теплый период некоторые местоположения (верхние части южных и за-

падных склонов) характеризуются очень сильной засушливостью: запасы продуктивной влаги здесь менее 25 мм. Сельскохозяйственное освоение таких местоположений возможно только при орошении. Ровные участки, верхние части северных, средние части северных и восточных склонов, нижние части южных и западных склонов тоже постоянно испытывают некоторый дефицит влаги, который в сухие годы может быть очень значительным, что требует проведения хотя бы отдельных поливов в критические периоды развития фитоценозов.

Т а б л и ц а 1

Влажность почвы в различных местоположениях Нечерноземной зоны за теплый период (в слое 0—50 см)

Средние суглинки

Зона увлажнения	Влажность почвы, % ПВ						
	<30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	>90
	Продуктивная влага, мм						
	<25	25—50	50—75	75—100	100—125	125—150	>150
Избыточного			ВЮ	ВЗ	СЮ, СЗ, ВВ	РМ, СС, ВС, СВ, НЮ, НЗ, НС, НВ	ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ
Достаточного		ВЮ	ВЗ, СЮ, СЗ, ВВ	РМ, СС, СВ, ВС, НЮ, НЗ	НС, НВ	ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ	
Слабозасушливая	ВЮ, ВЗ	СЮ, СЗ, ВВ	РМ, СС, СВ, ВС, НЮ, НЗ	НС, НВ	ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ		

Подножия склонов в слабозасушливой зоне имеют достаточные запасы продуктивной влаги (100—125 мм), в очень влажные годы возможно некоторое переувлажнение этих местоположений.

Рассмотрим изменение влажности почвы в слое 0—50 см на территории Нечерноземья по сезонам.

Весной в северных районах умеренного пояса Нечерноземья на выровненных участках, верхних и средних частях северных и восточных склонов, нижних частях южных и западных склонов влажность почвы составляет 100% ПВ, уменьшаясь до 60—70% ПВ в самых южных районах территории. В сухих местоположениях (верхние части южных и западных склонов) на большей части рассматриваемой территории увлажнение близко к оптимальному: 70—80% ПВ на севере, около 60% в центральной части и лишь в самых южных районах влажность почвы в этих формах рельефа понижается до 40—45% ПВ. Влажные местоположения (подножия склонов всех экспозиций, нижние части северных и восточных склонов) увлажнены избыточно почти по всей территории, за исключением самых южных районов.

Запасы продуктивной влаги (мм) в слое 0—50 см
Вогнутые и прямые склоны

Зона увлажнения	25	25—50	50—75	75—100	100—125	125—150	150
Избыточного						СЮ, СЗ	РМ, ВВ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, НС, НВ, ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ
Достаточного				ВЮ, ВЗ	СЮ, СЗ	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, ВВ	НС, НВ, ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ
Слабозасушливая			ВЮ, ВЗ	СЮ, СЗ	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, ВВ	НС, НВ, ПЮ, ПВ	ПС, ПВ
Весна							
Избыточного							
Достаточного	ВЮ	ВЗ, СЮ, СЗ, ВВ	ВЗ	СЮ, СЗ, ВВ	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, НС	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, ПС, ПВ	ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ
Слабозасушливая	ВЮ, ВЗ, СЮ, СЗ, ВВ	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ	ВЗ	СЮ, СЗ, ВВ	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, ПС, ПВ	РМ, ВС, СС, СВ, НЮ, НЗ, ПС, ПВ	
Лето							
Избыточного							
Достаточного							
Слабозасушливая	ВЮ, ВЗ	ВЮ, ВЗ	СЮ, СЗ	РМ, НЮ, СС, СВ, НЗ, ВВ, ВС, ПС, ПВ	НС, НВ, ПЮ, ПЗ	РМ, НЮ, СС, СВ, НЗ, ВВ, ВС	НС, НВ, ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ
Осень							
Избыточного							
Достаточного							
Слабозасушливая	ВЮ, ВЗ	ВЮ, ВЗ	СЮ, СЗ	РМ, НЮ, СС, СВ, НЗ, ВВ, ВС, ПС, ПВ	НС, НВ, ПЮ, ПЗ	РМ, НЮ, СС, СВ, НЗ, ВВ, ВС	НС, НВ, ПЮ, ПЗ, ПС, ПВ

Летом влажность по территории Нечерноземной зоны сильнее всего изменяется во влажных местоположениях, где различия достигают 45—50% ПВ. Для сухих местоположений характерно более однородное поле влажности почвы: изменение с севера на юг не превышает 15—20% ПВ, на выровненных участках 35—40% ПВ. Самое большое различие во влажности почвы в пределах умеренного пояса Нечерноземной зоны наблюдается осенью, так как в зоне избыточного увлажнения влагозапасы уже увеличиваются, а на самом юге Нечерноземья, в слабозасушливой зоне, еще сохраняется существенный дефицит влажности почвы во всех местоположениях. Различия по территории во влажных местоположениях составляют 45—50% ПВ, на участках со средними условиями увлажнения 40—45% ПВ, в наиболее сухих местоположениях 30—35% ПВ.

Весной в слое 0—50 см все местоположения характеризуются достаточными и избыточными влагозапасами в почве, за исключением верхних частей южных и западных склонов в слабозасушливой зоне, где запасы продуктивной влаги составляют 50—75 мм (табл. 2). В зоне избыточного увлажнения подножия склонов всех экспозиций, ровные участки, северные и восточные склоны перувлажнены ($W > 150$ мм), и необходим сброс воды. В зоне достаточного увлажнения избыток влаги наблюдается у подножий склонов всех экспозиций и в нижних частях северных и восточных склонов. В зоне избыточного увлажнения оптимальные и близкие к оптимальным запасы влаги ($W = 100 \div 150$ мм) имеют место в верхних и средних частях южных и западных склонов. В зоне достаточного увлажнения близкие к оптимальным запасы продуктивной влаги наблюдаются во всех местоположениях, за исключением подножий склонов.

Весной для роста растений очень важна оценка запасов продуктивной влаги в слое 0—20 см, поскольку в этом слое находятся прорастающие семена и корневая система молодых растений. Запасы продуктивной влаги здесь подвержены очень большим колебаниям. Нередко даже в зоне избыточного увлажнения весной наблюдается недостаток влаги. Для оптимальных условий произрастания растений необходимы поливы в засушливые периоды.

Летом в пределах Нечерноземной зоны в слое 0—50 см во многих местоположениях наблюдается недостаток продуктивной влаги ($W < 50$ мм). В зоне избыточного увлажнения к таким местоположениям относятся верхние части южных и западных склонов. В этой же зоне некоторый дефицит продуктивной влаги имеет место в верхних частях восточных склонов, в средних и верхних частях склонов южных и западных экспозиций. На крайнем юге Нечерноземья, в слабозасушливой зоне, только подножия склонов характеризуются достаточными запасами продуктивной влаги ($W > 50$ мм), однако только в самых сухих местоположениях (верхние и средние части южных и западных склонов) запасы продуктивной влаги явно недостаточны ($W < 25$ мм) для существования растений.

Осенью на крайнем юге Нечерноземья запасы продуктивной влаги по сравнению с летними почти не возрастают: в сухих место-

положениях $W < 25$ мм, во влажных $W \approx 75$ мм. В зоне достаточного увлажнения запасы продуктивной влаги изменяются в зависимости от местоположения от 25 до 140 мм, в зоне избыточного увлажнения от 75 до 150 мм и более.

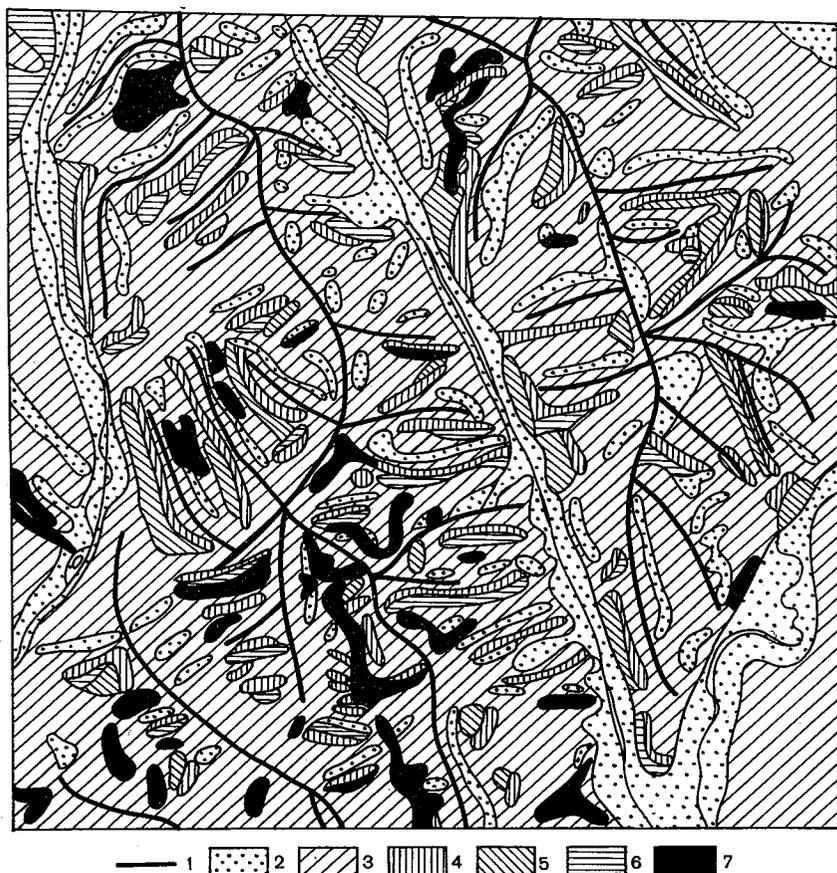


Рис. 1. Влажность почвы весной на участке холмистого рельефа Нечерноземья.

1 — линии водоразделов; влажность почвы, % ПВ; 2 — более 90, 3 — 80—90, 4 — 60—80, 5 — 50—60, 6 — 40—50, 7 — крутые склоны.

Разработанная методика микроклиматического картирования [3] дает возможность составлять детальные микроклиматические карты, отражающие действительную пространственную изменчивость элементов климата. В качестве примера на рис. 1 приводится изменение влажности почвы весной в условиях холмистого рельефа слабозасушливой зоны. Выделено пять градаций увлажнения: 1 — слабозасушливое (40—50% ПВ), 2 — достаточное (50—

60% ПВ), 3 — оптимальное (60—80% ПВ), 4 — влажное (80—90% ПВ), 5 — избыточно влажное (более 90% ПВ). Согласно полученным эквивалентам приводятся запасы продуктивной влаги в почве для этих условий (табл. 3).

Приводимые данные относятся к почвам среднего механического состава. Для оценки влагозапасов на почвах легкого или тяжелого механического состава необходима корректировка. Л. С. Кельчев-

Таблица 3

**Запасы продуктивной влаги на участке холмистого рельефа
(в слое 0—50 см)**

Влажность почвы, % ПВ	40—50	50—60	60—80	80—90	>90
Продуктивная влага, мм	50—75	75—100	100—125	120—150	>150

ская [1] на основании обширных экспериментальных и расчетных данных пришла к выводу, что различия влагозапасов в слое 0—50 см между супесями и суглинками составляют в среднем 25 мм. Аналогичные данные были получены и нами при наблюдениях в Ленинградской области на почвах разного механического состава в Красной Горке (1960 г.) и в Отрадном (1970 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кельчевская Л. С. Методы обработки наблюдений в агрометеорологии. Методическое пособие. Л., Гидрометеиздат, 1971. 216 с.
2. Романова Е. Н. Увлажнение почвы. — В кн.: Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 166—197.
3. Романова Е. Н. Принципы расчета и картирования влажности почвы на морфометрической основе. — В кн.: Климат почвы. Доклады совещания научного совета по изучению климатических и агроклиматических ресурсов. Ноябрь 1969 г. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 39—51.
4. Романова Е. Н. Условия увлажнения Нечерноземной зоны РСФСР. — См. наст. сб.

И. А. Гольцберг

МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Широкое планомерное развитие производства и сельского хозяйства Нечерноземной зоны, предусмотренное постановлениями партии и правительства, требует детального изучения и использования всех природных ресурсов этой зоны, в том числе климатических особенностей ее.

Ленинградская область является частью Нечерноземной зоны и отличается большим разнообразием физико-географических условий, что обусловлено наличием обширных водоемов, различиями в рельефе, почвенном покрове, разной степенью облесенности и заболоченности территории. Физико-географические особенности Ленинградской области хорошо изучены и детально отражены на картах как отдельных компонентов среды (рельеф, почва, растительность, заболоченность и т. п.), так и в виде комплексной ландшафтной карты и карты физико-географического районирования области, помещенных в [1].

В имеющихся схемах макроклиматического районирования вся Ленинградская область относится к одному типу климата — влажного с умеренно теплым летом и умеренно холодной зимой (М. И. Будыко, А. В. Вознесенский, В. Кеппен). При районировании области с целью оценки ее агроклиматических ресурсов для сельскохозяйственного производства на основе обеспеченности теплом вегетационного периода и характеристики зимних условий, определяющих перезимовку культур, были выделены пять агроклиматических районов с одним подрайоном [2]. Это районирование, направленное на практическое обслуживание сельскохозяйственного производства, в целом правильно выделяет территории, различающиеся по климатическим ресурсам, необходимым для произрастания растений.

В работе автора [4] было дано мезоклиматическое районирование окрестностей Ленинграда, также основанное на термических характеристиках летнего и зимнего периода. Относительно густая сеть метеорологических станций расположена в окрестностях Ленинграда, а в восточной части области сеть значительно более редкая. Результаты наблюдений станций области, опубликованные в виде

средних многолетних характеристик в Справочнике по климату СССР, а также установленные ранее закономерности географической изменчивости микроклимата под влиянием подстилающей поверхности [9, 10] позволяют дать количественную оценку особенностей мезо- и микроклимата разных частей области.

Для выявления мезоклиматических различий, возникающих в первую очередь под влиянием различного расстояния от Балтийского моря и проявляющихся в быстром нарастании континентальности климата и изменении типа годового хода температуры воз-

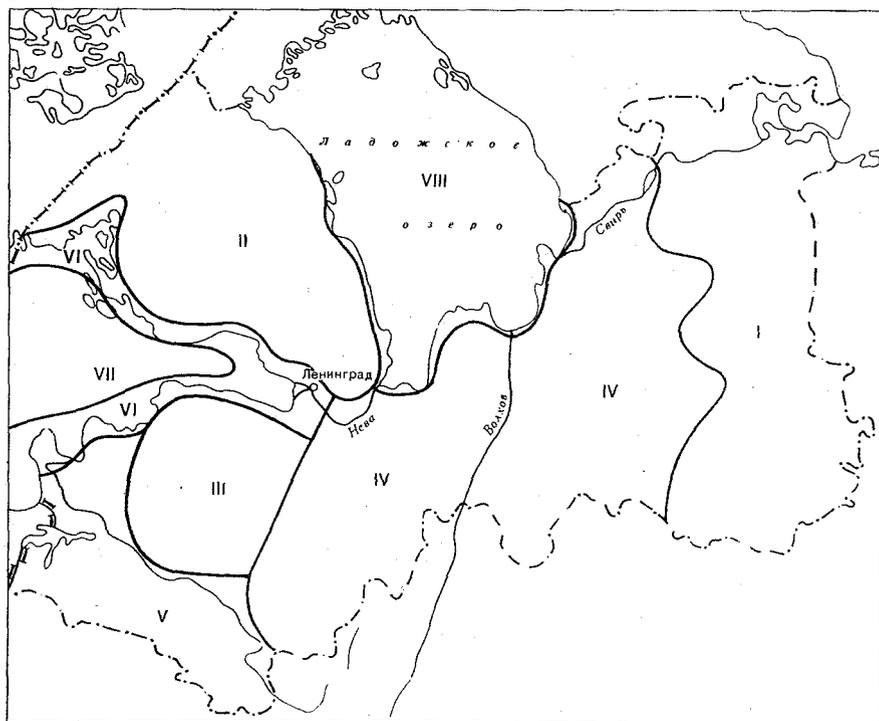


Рис. 1. Мезоклиматические районы Ленинградской области.
Усл. обозначения см. табл. 1.

духа при переходе с запада на восток и с севера на юг области, приходится подбирать количественные показатели, наиболее чувствительные к этому влиянию (табл. 1, 2 и рис. 1). При одинаковой длительности лета с увеличением континентальности климата даты наступления весны (и соответственно осени) сдвигаются на более ранние сроки, причем различия в разных частях области превышают 20 дней.

Из табл. 1 видна закономерная трансформация макроклиматических условий района под влиянием подстилающей поверхности,

Таблица I

Мезоклиматические районы Ленинградской области

Район (см. рис. I)	Продолжительность периода, дни		Дата установления температуры > 8°C (май)	Продолжительность периода с температурой < 5°C, дни	Средний из абсолютных годовых минимумов температуры	Снежный покров		Количество осадков за период		Континентальность, %	
	с температурой > 15°C	безморозного				число дней залегания	дата схода (апрель)	теплый	холодный		
I. Восточный	500—800	40—50	80—100	10—15	110—115	—33, —35	155—160	10—15	450	200	73—75
II. Карельский перешеек	600—900	45—55	100—120	12—17	95—100	—28, —30	140—145	5—15	400—450	200	65—68
III. Орловское плато	800—900	45—50	110—120	8—10	96—100	—29, —30	140	5—10	450	200	69—70
IV. Центральный	900	50—55	100—110	12—15	100—110	—31, —34	140—155	1—5	400—450	170—200	70—72
V. Юго-западный	900—1000	55—60	120—130	2—8	85—95	—30, —31	125—135	1—5	400—450	160—180	68—70
VI. Побережье Финского залива	900—1000	55—60	130—150	17—19	85—95	—28	130—135	10—15	400	180—200	62—65
VII. Острова Финского залива	100	60—70	150	20—25	65—85	—20, —25	130	10—15	350—370	200	60—62
VIII. Побережье и острова Ладожского озера	800—900	45—55	120—130	25—30	95—100	—25, —30	140—150	15—20	300—350	180	60—62

1 По формуле Ценкера.

причем наиболее четко прослеживается влияние крупных водоемов и рельефа (высоты) местности. Дальнейшая детализация этих мезоклиматических районов с выделением крупных микроклиматических районов возможна только при учете отдельных климатических характеристик, наиболее четко реагирующих на влияние подстилающей поверхности. Такой характеристикой для лета служит длительность безморозного периода, для зимы — средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха. Оба эти показателя хорошо отражают особенности летнего и зимнего инверсионного распределения температуры воздуха. С их помощью автором в [4] были даны количественные оценки термического режима воздуха, различные для равнин и низменностей в окрестностях Ленинграда.

Таблица 2

Соотношение длительности периода с температурой воздуха выше 15°C и датой перехода ее через 8°C весной

Район области	Период с $T > 15^{\circ}\text{C}$, дни			
	40	50	60	70
Дата перехода T через 8°C				
VII. Острова Финского залива	—	30 V	24 V	17 V
III, IV. Запад и центр (до р. Волхова)	—	16 V	10 V	—
II. Карельский перешеек	—	13 V	8 V	—
I, IV. Восток (к востоку от р. Волхова)	15 V	10 V	6 V	—
V. Юг (к югу от р. Луги)	—	6 V	2 V	27 IV

На возвышенностях южной части Карельского перешейка (район Сосново, Токсово, Воейково) средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха T_m порядка -28°C , на равнинах около -29 , -30°C , а на низменностях с застоем холодного воздуха и при наличии подтока с ближайших возвышенностей -32 , -33°C . Эти же величины характерны и для южной части Ленинградской области. Только на востоке ее T_m в понижениях рельефа достигает -35 , -40°C . Нельзя забывать, что метеорологические станции, как правило, располагаются вблизи населенных пунктов и лишь в редких случаях отражают особенности неблагоприятных местоположений. По-видимому, в отдельных точках области, особенно на высокой Вепсовской возвышенности и на Тихвинской гряде, в понижениях рельефа с застоем воздуха T_m может достигать -43 , -45°C . Соотношение значений T_m в зависимости от формы рельефа сохраняется на всей территории Ленинградской области.

Средние даты наступления заморозков и длительность безморозного периода тесно связаны с влиянием подстилающей поверхности и хорошо отражают изменение ее на близких расстояниях. Имеющаяся сеть метеостанций слишком ограничена, чтобы только по ее данным можно было бы отразить количественные изменения

длительности безморозного периода в разных местоположениях. Для этого необходимо иметь специально обработанный обширный материал как сетевых, так и экспедиционных наблюдений. Такие разработки были сделаны и приведены в [5]. Анализ длительности безморозного периода по гидрометеорологическим станциям Ленинградской области показал хорошее соответствие с ранее полученными характеристиками микроклиматической изменчивости безмо-

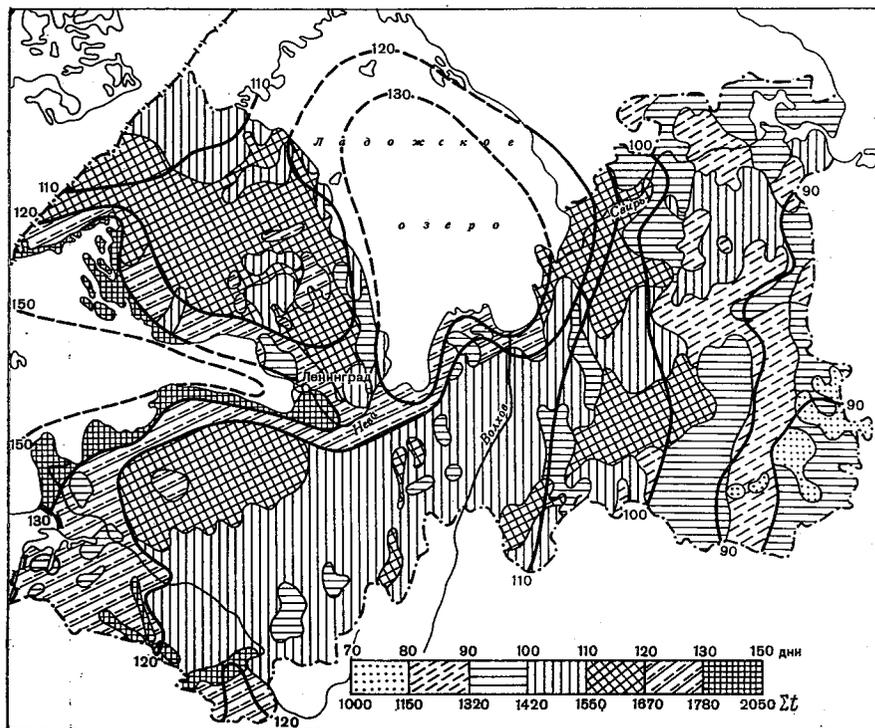


Рис. 2. Длительность безморозного периода и суммы температур за этот период с учетом влияния подстилающей поверхности.

Изолинии характеризуют обобщенную длительность безморозного периода (дни).

розного периода. Это позволило составить карту (рис. 2), на которой на фоне обобщенных изолиний длительности безморозного периода для открытого ровного места дана схема его изменчивости под влиянием почвенных разностей, заболоченности, рельефа и водоемов. В пределах области при положении точки наблюдений на склоне или вершине холма длительность безморозного периода увеличивается на 10—15 дней. В долинах, сырых низменностях и на полях она соответственно уменьшается на 15—20 (иногда до 30) дней по сравнению с местоположением на открытом ровном месте на равнине. При частой смене холмов и понижений рельефа, харак-

терной для возвышенностей Ленинградской области, а также при переходе от сухих к избыточно увлажненным почвам изменчивость продолжительности безморозного периода на близких расстояниях очень велика и должна учитываться в соответствии с указанными выше разностями.

Таблица 3

Соотношение $\Sigma T_{>10^{\circ}\text{C}}$ и ΣT безморозного периода

Район области	$\Sigma T_{>10^{\circ}\text{C}}$					Разность между $\Sigma T_{>10^{\circ}\text{C}}$ и ΣT безморозного периода	
	1400	1500	1600	1700	1800	от	до
Безморозный период (норма)							
Карельский перешеек	—	1400	1560	1720	—	—100	20
VI. Берега Финского залива	—	—	1750	1930	2130	150	330
III, IV, V. Запад (до р. Волхова) и юг	—	—	1630	1740	1850	30	50
I IV. Восток (к востоку от р. Волхова)	1200	1300	1470	1610	—	—200	—90
Безморозный период на возвышенностях и берегах водоемов							
II. Карельский перешеек	—	1560	1700	—	—	60	100
I IV. Восток (к востоку от р. Волхова)	1400	1500	1620	1730	—	0	30
VI. Берега Финского залива	—	—	1600	1800	1960	0	140
Безморозный период на сырых низинах и полянах							
II. Карельский перешеек	1200	1350	1500	1650	—	—200	—50
IV. Запад (до р. Волхова)	—	—	1450	1580	1700	—150	—100
IV. Восток (к востоку от р. Волхова)	1100	1250	1400	1550	—	—300	—150

При средней длительности безморозного периода менее 90 дней наблюдаются заморозки во второй половине июля и начале августа. В отдельные годы почти повсеместно по области в низких местах возможны заморозки в июле, повреждающие овощные культуры. Длительность безморозного периода на поверхности почвы на 18—20 дней меньше, чем в воздухе.

На рис. 2 дана сумма температур воздуха за безморозный период с учетом его длительности. Эта величина так же изменчива в пространстве, как и длительность безморозного периода, и, по-видимому, лучше отражает имеющиеся ресурсы тепла для сельскохозяйственных растений, чем обычно принятые суммы температур воздуха выше 10 или 15°C. Средняя температура воздуха весной, при

которой начинается безморозный период в разных частях Ленинградской области, изменяется от 5—6°C на островах Финского залива до 12°C на востоке области. Соответственно изменяются эти величины и осенью. В результате сумма температур, которую могут использовать растения, в условиях морского климата островов Финского залива и узкой полосы его побережья увеличивается до 2000—2200°C, а на востоке области уменьшается до 1100—1200°C, т. е. почти вдвое. Примерно также изменяется и $\Sigma T_{>15^\circ\text{C}}$ — от 500—600 до 1000—1100°C (табл. 1). Значительно меньше различия в $\Sigma T_{>10^\circ\text{C}}$: от 1500 до 1800°C. Хотя обычно именно эта сумма принимается в качестве основного показателя термических ресурсов сельскохозяйственного производства, она явно недостаточно выделяет климатические различия разных частей области. Соотношения $\Sigma T_{>10^\circ\text{C}}$ и ΣT безморозного периода различны в разных частях области и в разных условиях рельефа и подстилающей поверхности (табл. 3).

Приведенные в табл. 3 величины сняты с соответствующих графиков зависимости названных величин, составленных только по материалам метеостанций Ленинградской области. В качестве крайней величины этих различий можно привести данные станции Валданицы, расположенной на востоке области, в сырой низине, на которую стекает холодный воздух с ближайшей возвышенности. Здесь $\Sigma T_{>10^\circ\text{C}}$ равна 1710°C, а ΣT безморозного периода только 1340°C, т. е. вследствие ночных инверсий в таких местоположениях растения не могут полностью использовать до 350°C положительных температур воздуха.

Схема длительности безморозного периода, составленная с учетом влияния подстилающей поверхности (рис. 2), отражает изменчивость этой характеристики в условиях возвышенностей, равнин, низменностей и обширных болот. Она лучше других термических характеристик климата связана с ландшафтом местности.

Ландшафтные различия лучше прослеживаются по теплообеспеченности растений за вегетационный период, которая в первую очередь определяется термическим режимом почвы, значительно изменяющимся на близких расстояниях в зависимости от механического состава, увлажненности ее, уровня стояния грунтовых вод. Эта характеристика климата ближе других совпадает с границами ландшафтных районов, в пределах которых на всей территории области легкие песчаные почвы часто соседствуют с тяжелыми суглинками, глинистыми и торфяными почвами.

Изменчивость в сроках прогревания почв разного механического состава представлена в табл. 4. Соответствующие даты рассчитаны по графику, составленному Н. Г. Горышиной [6, 7]. Менее всего освещен наблюдениями восток Ленинградской области, являющийся отдельным наиболее холодным районом. Большая изрезанность рельефа, частая смена песчаных почв и заболоченных массивов создают здесь большую микроклиматическую изменчивость всех характеристик климата, которая может быть только рассчитана на основе известных закономерностей. Также на основе расчета может

Термические характеристики нахотного слоя почвы [0—20 см] разного механического состава

Район	Дата мягко-пластичного состояния суглинков	Средняя суточная температура, °С									Период с $T > 15^{\circ}\text{C}$		
		>3			>15						1	2	3
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
I. Восточный	—	10 V	20 V	10 VI	20 VI	30 VI	25 VII	70	60	45			
II. Карельский перешеек													
возвышенности	1—5 V	10 V	20 V	—	17 VI	—	—	70	—	—			
равнины	26—30 IV	—	18 V	—	—	29 VI	—	—	60	—			
низменности	1—5 V	—	—	5 VI	—	—	25 VII	—	—	45			
III. Орловское плато	26—30 IV	7 V	17 V	30 V	14 VI	29 VI	—	70	—	—			
V. Центральный													
равнины	20—25 IV	4 V	14 V	—	12 VI	25 VI	—	—	70	—			
низменности	1—5 V	—	14 V	30 V	—	—	20 VII	—	—	45			
V. Юго-западный													
возвышенности	1—5 V	30 VI	—	—	7 V	—	—	90	—	—			
равнины	26—30 IV	—	8 V	—	—	20 VI	—	—	70	—			
низменности	1—5 V	—	—	25 V	—	—	15 VII	—	—	60			
VI. Побережье Финского залива	26—30 IV	7 V	—	30 V	14 VI	—	20 VII	80	—	50			
VII. Побережье Ладожского озера	1—5 V	15 V	—	5 VI	—	29 VI	25 VII	—	—	40			

Примечание. Почвы по теплообеспеченности: 1 — теплые (песчаные, супеси, легкие суглинки); 2 — средние (суглинки); 3 — холодные (тяжелые суглинки, глинистые торфяники).

быть оценено влияние высоты местности над уровнем моря на изменение термического режима в районе (табл. 5).

На Карельском перешейке разность высот меньше, площадь с высотами выше 200 м над ур. м. невелика и высотные градиенты, видимо, менее выражены вследствие больших скоростей ветра.

Следует отметить мезоклиматические особенности побережья Финского залива и Ладожского озера.

Сухие, незаболоченные участки на побережье Финского залива в пределах узкой полосы порядка 2—3 км от берега достаточно четко отделяются от остальной территории. Весна относительно холодная и затяжная, но период с температурой воздуха выше 15°C длительнее, чем даже в южной части Ленинградской области.

Таблица 5

Изменение термического режима с высотой над уровнем моря в Восточном районе

Высота, м	Сумма температур, °C		Дата наступления температуры 15°C	Длительность периодов с температурой, °C	
	>10	>15		15	-5
50	1650	850	25 VI	50	110
150	1480	600	28 VI	43	115
250	1280	350	2 VII	35	120

Летом на побережье Финского залива развивается бризовая циркуляция; осень относительно теплая и также затяжная. Как это обычно бывает на плоских морских побережьях, увеличено число часов солнечного сияния, уменьшена облачность, значительно больше длина безморозного периода. Однако эти благоприятные климатические условия слабо проявляются на избыточно увлажненных или заболоченных участках побережья, например в районе Лахта — Ольгино. Указанные особенности климата прибрежной полосы Финского залива, особенно в южной его части, благоприятствуют разведению более требовательных к теплу овощных культур и семенников овощных, хорошо вызревающих в этих условиях.

На побережье Ладожского озера малое число метеорологических станций не позволило выделить такую зону. Но вследствие избыточного увлажнения почв низменного побережья эта зона, очевидно, может занимать только небольшие участки. Акватория и острова Ладожского озера выделяются в отдельный мезоклиматический район, отличающийся пониженной температурой летом и некоторым ослаблением морозов зимой под влиянием большой водной массы озера.

Условия увлажнения почвы в Ленинградской области также разнообразны и определяются физическими особенностями почв разного механического состава и глубиной залегания грунтовых вод.

Согласно мелиоративной карте Ленинградской области [1] возвышенности с преобладающими легкими почвами являются сухими, прилегающие равнины — нормально увлажненными, а низменности — избыточно увлажненными. На большей части побережья Финского залива почвы относительно сухие, так же как и почвы Ордовикского плато. Равнины к югу от Ленинграда отличаются нормальным увлажнением, низменности — избыточным.

Для пахотного слоя суглинков на ровных местах при глубине залегания грунтовых вод летом ниже 2—3 м соответствующая влажность почвы при нормальном (оптимальном) увлажнении порядка 60—80% полевой влагоемкости (ПВ), при избыточном увлажнении — более 90% [2].

Таблица 6

Увлажнение суглинков и супесей (слой 0—50 см) в холмистом рельефе и на равнинах Ленинградской области

Увлажнение	Влажность почвы, % ПВ	Экспозиция и часть склона	Запасы влаги, мм	
			суглинки	супеси
Весна (май)				
Оптимально	70—75	Верхняя часть южных и западных	—	—
Влажно	80—85	Средняя часть южных и западных	—	—
Очень влажно	90—100	Верхние и средние части северных и восточных склонов; равнины	—	—
Избыточно влажно	100	Нижние части склонов всех экспозиций; низменности	—	—
Лето (июль)				
Достаточно	50—60	Средние части южных и западных	130	75
Оптимально	60—80	Верхние и средние части северных и восточных, нижние части южных и западных; равнины	165	110
Влажно	80—90	Нижние части северных и восточных; низменности	190	132
Избыточно влажно	>90	Сырые низменности	210	155

Но в условиях изрезанного, холмистого рельефа увлажнение почвы на склонах очень различно. По разработкам Е. Н. Романовой [12, 13], основанным на большом эмпирическом материале, теоретически обобщенном в зональном разрезе, составлена табл. 6. В ней приводятся данные для прямых и вогнутых склонов с преобладающими в Ленинградской области разностями относительных высот подошва — вершина от 5 до 25 м и уклонами в пределах 2—10°.

Летом недостаточное увлажнение (ниже 40% ПВ) в половине всех лет может наблюдаться в верхних и средних частях южных и западных склонов.

Как показывают многочисленные исследования, обобщенные

ь [11], корни многолетних трав, зерновых и картофеля на северо-западе и севере СССР как на легких минеральных, так и на торфяных почвах проникают в глубину только до 30—40 см, основная масса корней располагается в пахотном слое в пределах 0—25 см. Как следует из табл. 6, в среднем многолетнем запасы влаги в слое до 50 см на равнинах и на склонах достаточны, в понижениях рельефа и на низменностях даже избыточны как весной, так и летом. Это приводит к необходимости широких мелиоративных работ по осушению низменностей Ленинградской области. Но в то же время, как показали исследования последних лет, при наблюдающихся в мае и июне относительно длительных бездождных периодах этот верхний пахотный слой почвы быстро высыхает и развивающаяся в это время корневая система трав и яровых злаков страдает от недостатка влаги, что приводит к снижению урожаев и необходимости полива трав и злаков на больших площадях [3, 8, 14, 15]. Как известно, полив овощей в Ленинградской области является общепринятым агротехническим приемом, что также свидетельствует о известном недостатке влаги в пределах зоны избыточного увлажнения, к которой она относится.

Избыток увлажнения возникает осенью ко времени уборки урожая, поэтому при значительных осадках в осенний период уборку урожая, в частности картофеля, следует начинать с полей, расположенных в понижениях рельефа, которые в первую очередь страдают от переувлажнения.

Большой практический интерес представляют вопросы микроклиматической оценки влагообеспеченности растений в разных условиях почв и рельефа в сухие и влажные годы. Однако они требуют дальнейших исследований, в первую очередь полевых. Такие исследования необходимы также и для уточнения режима двухстороннего регулирования влажности почвы.

Предложенная в табл. 1—6 количественная схема изменчивости климатических условий в приземном слое воздуха и верхних слоях почвы в целом хорошо подтверждается экспедиционными микроклиматическими наблюдениями и свидетельствует о том, что при большой сложности физико-географических условий, микроклиматическая изменчивость метеорологических элементов в пространстве также очень сложна и четко реагирует на все особенности подстилающей поверхности. Совершенно очевидно, что предложенная схема оправдывается лишь в основных чертах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Ленинградской области. М., ГУГК, 1967.
2. Агроклиматические ресурсы Ленинградской области. Л., Гидрометеиздат, 1971. 119 с.
3. Борисовский М. И. Оценка влияния мелиорации на гидрометеорологический режим. — В кн.: Влияние мелиорации на водный режим и климатические условия. Т. 2. Таллин, 1973.
4. Гольцберг И. А. Мезо- и микроклиматические особенности окрестностей Ленинграда. — «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 25—34.

5. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР. Л., Гидрометеиздат, 1961. 198 с.
6. Горышина Н. Г. Теплообеспеченность почв на северо-западе ЕТС. — «Труды ГГО», 1972, вып. 264, с. 73—81.
7. Горышина Н. Г., Макаревич В. Н. Влияние термического режима почв на ход вегетации и продуктивность некоторых луговых сообществ. — «Труды ГГО», вып. 306, 1973, с. 39—48.
8. Каринг П. Х. Влияние климата почвы на продуктивность многолетних трав в условиях Эстонской ССР. Автореф. дисс. Л., Изд. ГГО, 1972. 22 с.
9. Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967. 286 с.
10. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Л., Гидрометеиздат, 1962. 250 с.
11. Меэталу Х. И., Каринг П. Х. Особенности вертикального распределения биомассы в посевах многолетних трав. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 131—143.
12. Романова Е. Н. Увлажнение почвы в пересеченной местности по сезонам. — «Труды ГГО», 1970, вып. 264, с. 23—43.
13. Романова Е. Н. Оценка местоположений по увлажнению почвы и необходимые мелиоративные мероприятия по территории СССР. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 66—82.
14. Струнников Э. А. Определение водопотребления картофеля на северо-западе СССР. — «Вестник с.-х. наук», № 7, 1969, с. 15—20.
15. Струнников Э. А. Обеспеченность влагой сельскохозяйственных культур на северо-западе СССР. Л., Гидрометеиздат, 1976. 82 с.

Н. Г. Горышина

ОСОБЕННОСТИ МИКРОКЛИМАТА ПОЧВЫ ПО ПОЛЕВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Исключительное многообразие и пестрота почвенного покрова характерны для Карельского перешейка и ряда других районов Нечерноземья [5, 6].

Интересной моделью существующей в природных условиях пестроты почвенного покрова в пределах небольшой ограниченной территории можно считать опытные участки луга в Отрадном. Исследуемый луг занимает часть пологого юго-западного склона на северном берегу оз. Отрадное Ленинградской области. Это близкие и богатые по флористическому составу растительные сообщества. На Карельском перешейке подобный тип лугов занимает около 60% всей луговой площади, а близкие типы лугов широко распространены в растительном покрове Нечерноземной зоны [5].

Почва опытных луговых участков относится к дерново-подзолистому типу и отличается широким разнообразием механического состава: от песков до тяжелых суглинков. Это позволило выявить изменчивость температуры почвы на малых расстояниях в зависимости от варьирования ее по механическому составу. Полевые наблюдения проводились на научно-опытной станции Ботанического института им. В. Л. Комарова с мая по октябрь в 1969 и 1970 гг.

Фактор термической неоднородности почвы территории луга неоднократно отмечался в работах почвоведов и геоботаников [4, 5], но в основном учет его воздействия сводился к качественной оценке. Для получения количественных величин изменчивости температуры почвы в зависимости от механического состава требовалась постановка специальных наблюдений. В соответствии с поставленной задачей наблюдения выполнялись по несколько расширенной программе.

Микроклиматический эксперимент по изучению температуры почвы луговых участков был заложен на склоне на одном уровне по горизонтали в двух растительных сообществах: мелкозлаково-разнотравном на тяжелосуглинистой почве и разнотравно-мелкозлаковым на песчаной и супесчаной.

При постановке микроклиматического опыта были учтены результаты почвенного обследования, которые показали, что наибольшие различия в механическом составе почв, а следовательно в их теплофизических свойствах, встречаются в верхней части почвенного профиля. В той же части почвенного профиля, точнее в перегнойно-аккумулятивном горизонте, сосредоточена основная масса корней (68—83%), и наиболее полный учет свойств этого горизонта необходим при экспериментальных геоботанических исследованиях [5, 7]. Поэтому основное внимание уделялось изучению температуры почвы в слое от 0 до 20 см.

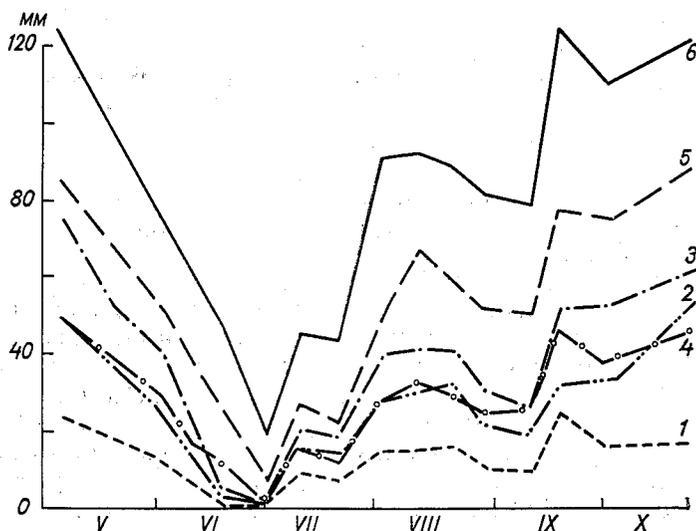


Рис. 1. Запасы продуктивной влаги песчаной и тяжелосуглинистой почвы в 1970 г.

Мощность слоя песчаной почвы, см: 1) 0—10; 2) 0—20; 3) 0—30; тяжелосуглинистой: 4) 0—10; 5) 0—20; 6) 0—30.

Методика исследований и использованные приборы — стандартные, обычно применяемые при микроклиматических исследованиях в Главной геофизической обсерватории [2].

Параллельно с наблюдениями за температурой почвы обычным термостатно-весовым методом определялась влажность почвы. Оценка микроклиматической изменчивости температуры и влажности выполнялась при однородных общеклиматических условиях и позволила выявить влияние погодных условий на колебание микроклиматических разностей.

В соответствии с метеорологическими наблюдениями местной станции III разряда погодные условия двух лет, в которые проводились микроклиматические наблюдения, характеризовались как весьма близкие. В основном в период вегетации преобладала умеренно

теплая погода. Наиболее интересной ее особенностью можно считать наличие засушливых периодов в первую половину лета: довольно кратковременного в июле 1969 г. и более продолжительного и интенсивного в 1970 г. (вторая половина мая и июнь). Такие условия были неблагоприятны для роста и развития трав на северо-западе ЕТС и их микроклиматическое изучение особенно важно. Во вторую половину лета и осени (исключая август 1969 г.) отмечались продолжительные и обильные дожди.

В статье более детально представлены результаты полевых наблюдений за 1970 г., так как за 1969 г. они частично опубликованы [2].

По характеру погоды в 1970 г. выделяются три периода: 1) период теплой и исключительно сухой погоды в мае и июне, 2) период, не отличающийся постоянством погоды в июле и августе, и 3) период погоды, близкой к средним условиям — осенью.

В 1969 г. также можно условно выделить три периода, но кроме разницы в продолжительности и интенсивности сухого периода в начальный период вегетации были и другие отличия по сравнению с 1970 г. Например, более холодным и влажным был май 1969 г., много суше июль и август.

В условиях Ленинградской области в соответствии с годовым ходом радиационного режима в мае резко увеличивается приток солнечной радиации и верхние слои почвы значительно прогреваются. В начале вегетационного периода увлажнение почвенных горизонтов на опытных луговых участках было достаточным для нормального роста и развития растений (рис. 1).

С 1 по 6 мая стояла сухая теплая погода. Средняя суточная температура воздуха 6 мая достигала $14,0^{\circ}\text{C}$ (при средней декадной $10,6^{\circ}\text{C}$). Верхний слой песчаной почвы на глубине 5 см прогрелся до $16,9^{\circ}\text{C}$, а тяжелосуглинистой до $14,3^{\circ}\text{C}$. По всему профилю измерения температура песчаной почвы по сравнению с температурой тяжелосуглинистой была выше, что при нормальной влагообеспеченности почв способствует лучшему сезонному развитию растительности на участках луга с песчаной почвой.

После предшествующих дней с ясной теплой погодой 7 мая характер погоды резко изменился. Под влиянием адвекции холода температура воздуха понизилась на $6,8^{\circ}\text{C}$. Влияние адвекции сказалось и в понижении температуры почвы независимо от ее механического состава, особенно существенном (на $2-3^{\circ}\text{C}$) в слое от 0 до 10 см.

Со второй половины мая в почве начинает ощущаться дефицит влаги. С начала мая количество выпавших в течение двух месяцев осадков составило всего 15,8 мм. Особенно сильному иссушению подвергся перегнойно-аккумулятивный горизонт песчаной почвы (рис. 1).

В июне продолжается интенсивное повышение температуры почвы на всех глубинах. Интересны данные за дни с ясной тихой погодой 30 июня и 1 июля. По наблюдениям метеорологической станции стационара, эти дни оказались наиболее теплыми за период двухлет-

них наблюдений. Средняя суточная температура воздуха 30 июня и 1 июля составила соответственно 23,5 и 23,2°C. Высокая температура сопровождалась резкой сухостью: за период с 18 мая по 31 июля выпало всего 4,1 мм осадков.

Количественная оценка увлажнения почвы свидетельствует об остром дефиците влаги. Содержание доступной влаги в слоях песчаной почвы мощностью 0—10 и 0—20 см 30 июня 1970 г. было меньше одного миллиметра, что оказалось минимальным за 1969 и 1970 гг. В таких условиях температура почвы достигала максимальных значений по всему ее профилю. В песчаной почве на глубине 5 см она составила 28,9°C, а в тяжелосуглинистой 26,8°C.

Погодные условия июля 1970 г. отличались в Отрадном неустойчивостью. Количество осадков в июле было больше на 145,0 мм, чем в июне, а 20 июля выпал месячный максимум осадков (50,1 мм). Все это отразилось на ходе температуры почвы, уровень которой понизился. 24 июля в день с переменной облачностью и ветром со средней скоростью 3 м/с температура самого верхнего горизонта песчаной и тяжелосуглинистой почвы соответственно составляла 19,2 и 18,8°C. В последующие дни 25 и 26 июля наблюдалась адвекция теплой воздушной массы, которая привела к повышению температуры воздуха (на 3,2°C) и почвы (на 2—2,5°C).

В августе в соответствии с годовым ходом уменьшается приток солнечной радиации и начинается медленное понижение температуры. Суглинистая почва как более теплоемкая охлаждается медленнее супесчаной, и температура обеих почвенных разностей начинает выравниваться.

В сентябре и октябре в связи с дальнейшим уменьшением количества солнечной радиации температура почвы понижается на всех глубинах, причем более значительно в верхних горизонтах. К концу вегетации вследствие большой аккумуляции тепла и замедленного охлаждения тяжелосуглинистая почва становится немного теплее песчаной, что, по мнению В. М. Понятовской и В. Н. Макаревич, сказывается на несколько затянувшейся подготовке к зиме растений на участках луга с тяжелой почвой [7].

Неоднородность термического режима почвы, обусловленная различиями в ее механическом составе и влажности, существует при отсутствии микроклиматической изменчивости в приземном слое воздуха. В воздухе под влиянием горизонтального обмена и турбулентного перемешивания происходит быстрое выравнивание температуры.

Микроклиматическую неоднородность температуры верхних почвенных горизонтов характеризуют разности температуры песчаной и тяжелосуглинистой почвы. В табл. 1 приведены значения максимальных разностей температуры песчаной и тяжелосуглинистой почвы по наблюдениям в 1969 и 1970 гг. По наблюдениям за 1969 г. данные представлены выборочно, за сутки с преобладанием малооблачной погоды, по результатам 1970 г. разности показаны также за дни с переменной облачностью (24—26 июня) и пасмурные (11 августа).

К моменту возобновления вегетации в 1969 г. влагосодержание

почвы (по визуальным наблюдениям) было несколько повышенным (верховодка). В таких условиях теплофизические параметры почвы различаются мало, поэтому разность температур песчаной и тяжелосуглинистой почвы

Таблица 1

Максимальные разности температуры песчаной и тяжелосуглинистой почвы

Глубина, см	Дата наблюдений							
	6 V	7 V	11 VI	12 VI	25 VI	30 VI	1 VII	15 VII

1969 г.

10	1,4	1,2	3,5	3,4	2,7	—	—	1,0
20	1,2	1,1	3,4	3,3	2,6	—	—	1,4
40	0,8	1,0	2,6	2,5	2,0	—	—	1,3
80	0,7	0,7	1,4	1,7	1,5	—	—	1,4

1970 г.

5	2,7	2,2	3,6	—	—	3,4	3,7	—
10	2,0	1,8	2,9	—	—	3,3	3,7	—
15	1,6	1,5	2,6	—	—	2,5	2,4	—
20	1,3	1,4	2,7	—	—	2,7	2,7	—

Глубина, см	Дата наблюдений						
	24 VII	25 VII	26 VII	31 VII	1 VIII	11 X	12 X

1969 г.

10	—	—	—	1,9	2,0	—	—0,4
20	—	—	—	2,5	2,5	—	—0,3
40	—	—	—	2,2	2,2	—	—0,3
80	—	—	—	1,0	1,0	—	—0,3

1970 г.

5	0,7	0,6	0,8	—	—	0,5	—0,4
10	0,4	0,5	0,5	—	—	0,5	—0,4
15	0,5	0,6	0,5	—	—	0,4	—0,4
20	0,6	0,5	0,8	—	—	0,6	—0,5

суглинистой почвы невелика. Равномерность увлажнения почвенного профиля способствует выравниванию термических различий с глубиной.

В сухую погоду 11 и 12 июня наблюдения проводились при наличии дефицита влаги в почве. К примеру, различия в количестве до-

ступной влаги между тяжелосуглинистой и песчаной почвами в слое 0—10 см составили 0,8 мм. В таких условиях в слоях почвы 0—10 и 10—20 см различия в уровне температуры песчаной и тяжелосуглинистой почв превышали 3°C (3,3—3,5°C). Эти различия были наибольшими по наблюдениям в 1969 г.

В ясную погоду колебание разностей по абсолютной величине определялось особенностями увлажнения почвы. Например, уменьшение разности до 1—1,4°C в июле связано с выпадением осадков, а увеличение их к 31 июля — 1 августа можно объяснить просыханием почв за предшествующий период малооблачной погоды.

Разности температуры уменьшаются с глубиной, например на уровне 10 см максимальная разность была 3,5°C, а на 80 см — только 1,7°C. К концу вегетации (12 октября) соответственно сезонному ходу температуры знак разности по всему профилю почвы меняется на отрицательный.

Данные за 1970 г. также показывают четкую связь разностей температур с условиями погоды. Со второй половины мая в почве наблюдается дефицит влаги. Особенно сильное иссушение наблюдалось в перегнойно-аккумулятивном горизонте песчаной почвы. Наибольшая разность температур почвы (3,7°C) соответствовала условиям, связанным с почвенной засухой.

Июль был дождливым, за пять дней до наблюдений выпало 89 мм осадков. Хорошо промочив почву, они способствовали выравниванию температуры с глубиной: разность по профилю от 5 до 20 см составляла всего 0,4—0,8°C. Наблюдения 24, 25 и 26 июля проводились в условиях не только влажной, но и холодной погоды: 23

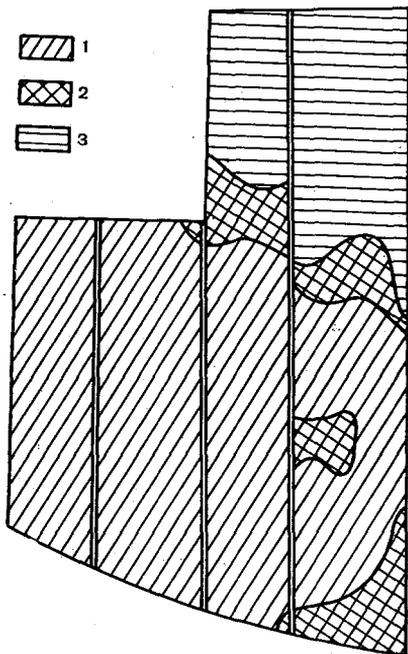


Рис. 2. Термический режим почвы луговых опытных участков (Отрадное).

Усл. обозначения см. в табл. 2.

июля средняя суточная температура воздуха была самой низкой в этом месяце (12,7°C). В таких условиях песчаная почва луговых опытных участков была теплее тяжелосуглинистой всего на 0,6—0,8°C. При пасмурной погоде (11 августа) термические различия уменьшились до 0,5°C. Наблюдения 12 октября так же, как в октябре 1969 г., показали смену знака разности по всему профилю почвы. По результатам двухлетних полевых наблюдений, температура песчаной и тяжелосуглинистой почв больше всего различалась в условиях

жаркой сухой погоды (на 3—4°C на глубине от 5 до 20 см).

Неоднородность почвенного покрова территории исследуемого луга ведет к формированию различных гидротермического режима отдельных участков, создавая тем самым условия, неравноценные для роста и развития луговой растительности.

По мнению А. М. Алпатьева, развитие фитоценозов значительно лучше коррелирует с условиями, которые наблюдаются в верхнем слое почвы, чем с данными, полученными на высоте двух метров в воздухе [1]. В исследованиях И. В. Игнатенко, В. Д. Друзиной и Е. Д. Мирошниченко также показано, что связь фитоценозов осо-

Т а б л и ц а 2

Термический режим почвы луговых участков (Отрадное)

Усл. обозначение участков на рис. 2	Почва	Даты перехода средней суточной температуры почвы через		Сумма температур выше 10°C	Продолжительность периода (дни) с температурой выше	
		5°C	10°C		10°C	15°C
1	Дерново-слабопodzолистая песчаная и супесчаная	26—30 IV	16—21 V	1900—2100	125—135	60—70
2	Дерново-контактноpodзoлистая глееватая супесчаная и легкосуглинистая	1—5 V	22—27 V	1600—1800	115—125	50—60
3	Дерново-среднеpodзoлистая глееватая тяжело- и среднесуглинистая	6—10 V	28V—2VI	1400—1500	105—115	40—50

бенно велика с почвами, на которых они обитают, и хорошо прослеживается на опытном луговом участке в Отрадном [4].

Редкое в природных условиях разнообразие естественного залегания почв в пределах территории, соответствующей по площади сельскохозяйственному полю среднего размера, позволило детально исследовать пространственную изменчивость температуры почвы на малых расстояниях.

Крупномасштабное почвенное картирование выявило значительную пестроту почвенного покрова луга. Районирование по средним многолетним характеристикам способствует выявлению типов естественного микроклимата. Основой для районирования территории луга по теплообеспеченности почвы послужила почвенная карта опытных луговых участков и карта районирования Северо-Запада ЕТС по условиям теплообеспеченности почв [3, 5]. В качестве показателей теплообеспеченности почвы использованы средние многолетние данные: даты перехода средней суточной температуры почвы на глубине 20 см через 5 и 10°C, сумма температур выше 10°C и продолжительность периода с температурой выше 10 и 15°C.

По условиям теплообеспеченности почвы на территории луга выделено три участка (рис. 2). Термическая характеристика участков приведена в табл. 2. Данные показывают, что термический режим почв опытных луговых участков отличается значительной изменчивостью даже по средним многолетним величинам. Различия в теплообеспеченности неоднородной по механическому составу и типу почвы можно расценивать как дополнительный резерв тепла в условиях интенсификации сельскохозяйственного производства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразование. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 209—295.
2. Горышина Н. Г., Макаревич В. Н. Влияние термического режима почв на ход вегетации и продуктивность некоторых луговых сообществ. — «Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 39—48.
3. Горышина Н. Г. Теплообеспеченность почв на Северо-Западе ЕТС. — «Труды ГГО», 1960, вып. 264, с. 73—81.
4. Игнатенко И. В., Друзина В. Д., Мирошниченко Е. Д. Изменение старопашотных дерново-подзолистых почв при длительном залужении. — В кн.: Проблемы ботаники. Вып. 10. Вопросы экспериментального изучения растительного покрова. Л., «Наука», 1968, с. 214—219.
5. Луговой фитоценоз и его динамика. — «Труды БИНа». Сер. 3. Геоботаника. 1970, № 8. 271 с.
6. Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967. 284 с.
7. Понятовская В. М., Макаревич В. Н. О фенологических наблюдениях при изучении биологической продуктивности травяных сообществ. — «Бот. журнал», 1971, № 56, вып. 4, с. 493—496.

Л. Г. Васильева

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИНИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ЛЕТОМ В РАЙОНЕ СТРОИТЕЛЬСТВА БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ МАГИСТРАЛИ

Строительство магистрали связано с созданием новых населенных пунктов, промышленных предприятий, мостов, туннелей и необходимостью решения огромного множества других самых разнообразных задач и проблем в этом малодоступном и необжитом районе нашей страны. Для планировки и осуществления этих мероприятий нужна правильная макро- и микроклиматическая оценка местных климатических ресурсов, т. е. необходима детальная микроклиматическая типизация наиболее сложного в геоморфологическом и климатическом отношении края.

Выделение типов местоположений в горных и среднегорных условиях исследуемой территории, как и в других районах Советского Союза, проведено по средней минимальной температуре воздуха (данные Справочников по климату СССР) графическим методом [1, 5]. Метод может использоваться для выявления как мезоклиматической, так и микроклиматической изменчивости термического режима воздуха. Мезоклиматические районы по термическому режиму необходимо выделять, основываясь на комплексе термических характеристик, отражающих как средние суточные условия, так и отдельно термический режим дня и ночи с учетом суточной амплитуды. Микроклиматические различия определяются для каждого из таких районов в отдельности, а затем уже обобщаются.

Метод применим лишь для территорий, однородных в мезоклиматическом отношении, с достаточным количеством фоновых станций. Для гористых побережий холодных морей, где термический режим в летнее время формируется под совместным влиянием нескольких факторов (влияние водоема, высоты и др.), метод неприменим, так как в подобных местоположениях фоновые станции практически не выделить. То же можно сказать о высокогорных территориях выше 1000—1200 м над ур. м., термический режим которых настолько отличен от режима прилежащих равнин, что последние

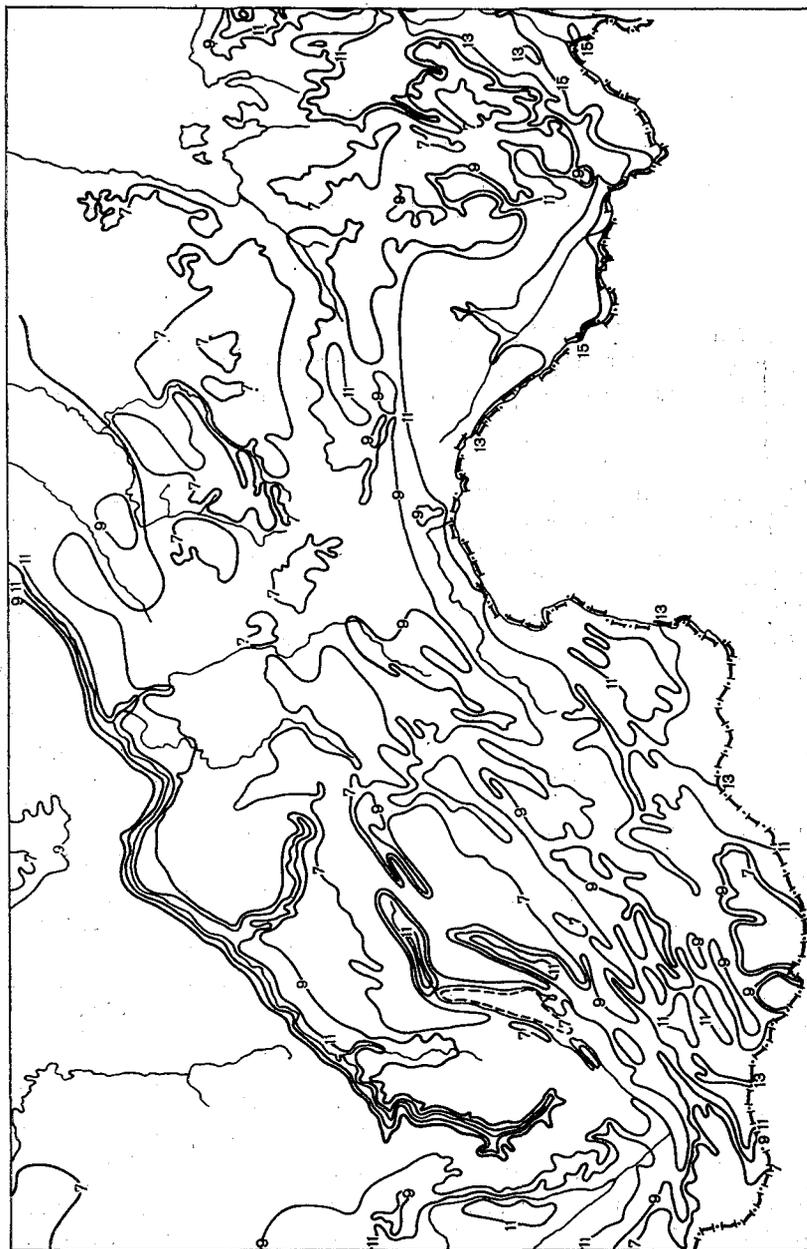


Рис. 1. Режим средней минимальной температуры воздуха в районе строительства БАМа. Июль.

нельзя считать фоном. Для таких территорий лучше пользоваться методом выделения пар или групп станций, находящихся в одинаковых условиях стратификации атмосферы. Ранее были определены мезоклиматические районы в восточной части трассы БАМа [1], различающиеся по комплексу термических характеристик.

Средняя минимальная температура воздуха (рис. 1) летом в исследуемом районе изменяется от 5—6 до 10°C и лишь в районе Комсомольска-на-Амуре повышается до 14—15°C. Наличие мощных горных систем со значительными абсолютными высотами и большой

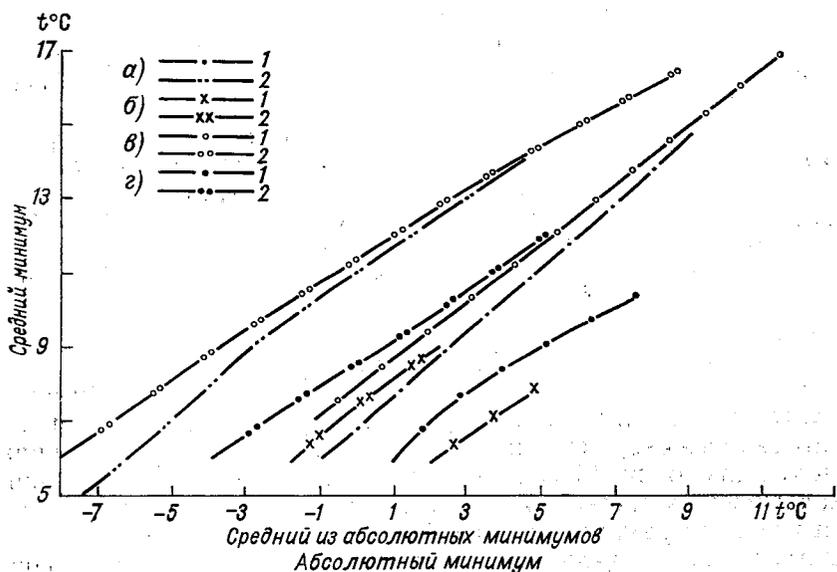


Рис. 2. Связь средней минимальной температуры воздуха со средним из абсолютных (1) и абсолютным (2) минимумом на территории трассы БАМа. Июль.

а — западная часть трассы (без побережья оз. Байкал); б — побережье оз. Байкал; в — восточная часть трассы (без побережья Охотского моря); г — побережье Охотского моря.

крутизной горных склонов нарушает широтный термический градиент, и изотермы июля имеют сложный, подчиненный рельефу характер. Тенденция к нормальному широтному ходу намечается лишь на обширных плоскогорьях. Наиболее низкие минимальные температуры (средний минимум не превышает 5—6°C) отмечаются на Становом нагорье и Буреинском хребте, отличающимися наибольшей абсолютной высотой над уровнем моря. Такое понижение средних месячных июльских температур в верхних частях горных систем соответствует среднему из абсолютных минимумов -1°C и абсолютному минимуму -6°C в западной части трассы, а в восточной -2 -8°C соответственно, т. е. восточная половина территории находится в более суровых условиях с большей континентальностью

климата (рис. 2). На поверхности почвы можно ожидать еще большего снижения минимальных температур, т. е. изолиния 11°C ограничивает территорию, на которой в некоторые годы возможно наличие отрицательных средних минимальных температур в течение всего года.

Максимальные температуры на днищах широких котловин (Верхне-Чарская, Муйская и др.), разделяющих хребты, значительно выше, чем на соседних склонах и на вершинах хребтов, где определяющей является абсолютная высота. Перепады средней минимальной температуры на склонах от долины к вершине хребтов составляют более $4-5^{\circ}\text{C}$ на незначительных расстояниях.

Высотный градиент средней минимальной температуры воздуха в горных системах на протяжении всей магистрали составляет в среднем $0,8-0,9^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты. В нижних частях горных склонов он увеличен до $1,5-3,0^{\circ}\text{C}$, причем его значение зависит от географических особенностей самой горной системы. Например, в нижних частях горных склонов, обращенных в обширные, закрытые от ветра теплые низины и котловины, расположенные не выше 100—200 м над ур. м., высотный градиент составляет $2,0-3,0^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м. Нижний предел до $1,5^{\circ}\text{C}$ отмечен в нижних частях горных склонов, оканчивающихся на плоскогорьях, приподнятых над уровнем моря более чем на 300—400 м.

Влияние оз. Байкал в северной части резко ограничено с запада Байкальским хребтом, а с севера и востока — Становым нагорьем, поэтому он проявляется лишь в узкой прибрежной полосе и нижних частях склонов окружающих гор. На всех прибайкальских станциях днем холодно (ниже 21°C), в то время как основная масса станций, находящихся за пределами влияния озера, имеет среднюю максимальную температуру воздуха $24-27^{\circ}\text{C}$. В ночные часы на побережных станциях также более холодно, однако различие сокращается.

Особенно существенно снижение ночных минимумов в северной ловине прибрежной полосы Байкала, а также на побережьях Охотского и Японского морей. На побережьях этих холодных в июле водоемов можно ожидать наличие теплого пояса на средних высотах, отмеченного ранее Гольцберг И. А. [2] по данным длины безморозного периода для гор в районе Магадана и автором для горных побережий дальневосточных морей. Значительно увеличиваются ночные минимумы температуры лишь на побережьях больших рек края — Лены и Амура — и их крупных притоков. Влияние водной массы более мелких рек на термический режим по данным среднего минимума не прослеживается.

Довольно характерными для западной части трассы являются широкие с пологим дном долины и котловины, минимальная температура дна которых, как было отмечено, на $4-5^{\circ}\text{C}$ выше температуры соседних склонов и вершин. В таких котловинах (Черская, Муйская) нередко развит типичный моренный ландшафт со множеством озер и труднопроходимых болот. На заболоченных участках этих обширных котловин и долин средний минимум понижен на $-1,5$

Таблица 1

Микроклиматическая изменчивость средней минимальной температуры воздуха в июле в районе трассы БАМа

Тип местоположения	Западная часть трассы		Восточная часть трассы	
	от	до	от	до
Дно замкнутых долин и их частей, дно замкнутых котловин	-2,5	-3,0		-5,5
Дно извилистых долин и их частей (уклон дна $< 10^\circ$, ширина долины ≤ 2 км)		-2,0		-5,5
Дно прямых долин и их частей (уклон дна $\leq 10^\circ$, ширина долины ≤ 2 км)	-1,5	-2,5	-3,0	-3,5
Дно прямых долин и их частей (уклон дна долины $\leq 10^\circ$, ширина долины 2—5 км без средней части)	-0,5	-1,5	—	—
Дно прямых долин с большим ($> 10^\circ$) уклоном дна долины	1,0	1,5	—	—
Заболоченное дно прямых долин шириной ≤ 2 км с затрудненным стоком холодного воздуха	-2,5	-3,0	—	—
Поляны на дне долин; подножия, окруженные лесом, с большой суточной амплитудой температуры воздуха	-2,0	-2,5	-3,0	-3,5
Дно долин с горячими источниками		5,5	—	—
Заболоченные широкие долины и их части, заболоченные поймы рек (без влияния рек); сырые пониженные места вблизи стариц	-1,5	-2,5	-1,5	-2,5
Подножия и нижние части прямых безлесных склонов долин и их частей с небольшим уклоном дна долин $< 5^\circ$ (ширина долины ≤ 2 км)	-0,5	-1,5	-1,5	-2,5
Доминирующие вершины различных возвышенностей ($H \leq 1000-1200$ м)	3,0	4,0	4,0	4,5
Верхние части безлесных склонов доминирующих возвышенностей ($H \leq 1000-1200$ м)	2,0	3,0	—	—
Недоминирующие плато, плоскогорья с оттоком холодного воздуха; верхние террасы, высокие берега рек (без влияния рек)	1,0	2,0	—	—
Ровное с оттоком холодного воздуха с обрывов, в овраги, низины и другие понижения рельефа	1,0	1,5	—	—
Верхние части склонов с затрудненным стоком холодного воздуха (лес в средней части склона)	—	—	1,5	2,5
Возвышенный полуостров в озере		2,5	—	—
Берега озер (не далее 500 м от воды)		1,5		2,0
Высокие берега Амура	—	—	3,0	3,5
Нижний берег Амура	—	—	+2,0	

—2,5°C, а в заболоченных долинах шириной менее 2 км до —2,5, —3,0°C. Особенно холодными в ночные часы оказываются заболоченные участки долин вблизи стариц, территория таких местоположений на трассе довольно велика. Такими же холодными являются и узкие замкнутые части долин и котловин (—2,5, —3,0°C). В восточной части трассы в районе гор Джагды аналогичная микроклиматическая разность равна —5,5°C. Такое большое расхождение обусловлено не только некоторым увеличением континентальности в этом районе трассы, но и несколько несходными условиями местоположений и меньшим количеством метеорологических станций в районе гор Джагды. Тенденция к некоторому увеличению микроклиматической изменчивости от западных частей трассы к восточным отмечается и по другим группам местоположений (табл. 1).

Отмечено наличие теплых прямых долин с большим уклоном дна. Отличие от фона средней минимальной температуры составляет 1,0, —1,5°C.

Наличие горячих (50°C) серных источников безусловно увеличивает микроклиматическую изменчивость минимальной температуры. Например, станция Горячинск находится на несколько приподнятом месте, в 500 м от горячих источников. Средняя минимальная температура на этой станции на 5,5°C выше фона, хотя она находится в двух километрах от Байкала, еще оказывающего в июле охлаждающее влияние.

К теплым местоположениям в ночные часы можно отнести все положительные формы рельефа ниже 1000—1200 м над ур. м. Наиболее теплые — доминирующие вершины (от 3,0 до 4,0°C выше фоновой минимальной температуры) и верхние части безлесных склонов (на 2,0—3,0°C). На недоминирующих положительных формах рельефа — краевых частях невысоких плато, плоскогорьях с оттоком холодного воздуха, верхних террасах, высоких берегах рек, ровных местах с хорошими условиями стока холодного воздуха с обрывов, в овраги, низины и пр. — средняя минимальная температура воздуха не превышает фоновую более чем на 1,0—2,0°C в западной части трассы и на 1,5—3,0°C в восточной.

В группу с нормальными инверсионными условиями в ночные часы входят многочисленные местоположения: пониженные и повышенные ровные места на низинах и плоскогорьях, средние части широких долин (шириной более 3—5 км), дно больших котловин, середины склонов и пр. Средняя минимальная температура этих местоположений, по данным графического метода, отличается от фонового значения на $\pm 0,5$ —0,7°C. Самый большой диапазон отклонения от нормы в однотипных местоположениях отмечается в группе склоновых станций ($\pm 1,0$ —1,5°C) и объясняется разными условиями притока и оттока холодного воздуха на склонах.

Одной из особенностей горных вершин Олекмо-Байкальской горной подобласти является отсутствие современных ледников. Это объясняется малым количеством зимних осадков, ничтожной толщиной снежного покрова и исключительной сухостью воздуха. Только на вершинах многих гольцов сохраняются все лето обширные

снеговые пятна. Хребты покрыты лишайниковой тундрой и обширными каменистыми болотами. Гольцы разделены широкими заболоченными седловинами и котловинами. К сожалению, эти столь характерные для Восточной Сибири местоположения не освещены метеорологическими данными и без специальных микроклиматических исследований о режиме минимальных температур в таких местоположениях судить трудно. Влияние наличия вечной мерзлоты на изменчивость средней минимальной температуры по многолетним данным не прослеживается, и на графиках связи данные всех станций определенного местоположения вне зависимости от наличия или отсутствия на метеорологической площадке вечной мерзлоты составляют одну группу с небольшим разбросом точек (не более $1,0^{\circ}\text{C}$). Кроме того, данных о наличии на метеостанциях вечной мерзлоты недостаточно для решения этой задачи.

Для территории Амурской области и Хабаровского края, т. е. восточной части трассы от Тынды до Комсомольска-на-Амуре, самыми теплыми и наиболее однородными в термическом отношении в течение суток являются низменности по долине Амура. В районе Комсомольска-на-Амуре средняя минимальная температура воздуха составляет $14\text{--}15^{\circ}\text{C}$ — это самая теплая часть территории всей трассы БАМа. Наличие сложного пересеченного рельефа, труднодоступного для исследований и освоения, многих своеобразных особенностей климатообразующих факторов на всей трассе магистрали создает сильную контрастность термического режима как в пространстве, так и во времени. Для всей территории важен учет влияния горных систем на изменение температуры с высотой, что является одной из основных климатообразующих особенностей всей трассы, существенное изменение которых по широте происходит лишь в восточной части.

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 каждые 100 м. По склонам отмечается равномерное падение среднего максимума и минимума температуры воздуха с высотой. По данным А. А. Заниной [3], на склонах Буреинского хребта вертикальный градиент температуры воздуха в дневные часы составляет $0,8^{\circ}\text{C}$ на 100 м. Таким образом, наиболее холодными летом в любое время суток оказываются горные склоны и вершины гор. Ночью в нижнем и среднем Приамурье по сравнению с днем отмечается большая контрастность минимальных температур, что и создает ночью в нижнем 200-метровом 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 прочим, т. е. тем комплексом физико-географических особенностей местоположения, который создает микроклимат. Например, группа холодных местоположений представлена котловинами и замкнутыми долинами и их частями шириной менее 2 км, окруженными горами, без оттока холодного воздуха. Эта группа местоположений отличается наибольшей суточной амплитудой (8,8°C) средней месячной температуры воздуха. Средняя минимальная температура в таких местоположениях может быть на 5,5°C ниже фоновой. Долины и нижние части склонов, окруженные лесом, также отличаются большой суточной амплитудой (до 6°C), довольно холодные в ночные часы (на 3,0—3,5°C ниже фона), днем теплее фона на 1,0—1,5°C. Следует отметить, что особое значение в этом районе приобретают заболоченные участки, пониженные местоположения и подножия склонов.

Наиболее теплыми ночью являются вершины и верхние части склонов с абсолютной высотой над уровнем моря не выше 700 м и доминирующие над местностью (до 4,0—4,5°C выше фона) и недоминирующие вершины и их верхние части с частично затрудненным стоком холодного воздуха (до 1,5—2,5°C).

Летний муссон, перекрывающий в ряде районов Приморского края микроклиматическую изменчивость [1], в долине Амура ослабевает, влияние водной массы Амура хорошо выявляется на графиках связи средней минимальной и средней максимальной температуры воздуха. На метеорологических станциях, расположенных на ровных берегах Амура и его крупных притоков, в ночные часы температура на 2,0°C выше, чем на станциях, удаленных от берега реки. В это время суток высокие берега Амура особенно теплые, здесь средняя минимальная температура на 3,0—3,5°C превышает фоновую.

Общую сравнительную оценку микроклиматической изменчивости средней минимальной температуры для всей трассы по типам местоположений дать сложно, пока можно говорить лишь о роли отдельных форм рельефа и о комплексном влиянии рельефа и подстилающей поверхности по некоторым типам местоположений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева Л. Г. Изменчивость термического режима в условиях муссонного климата Дальнего Востока. — «Труды ГГО», вып. 306, 1973, с. 133—146.
2. Гольцберг И. А. Карты средних дат заморозков и длительности безморозного периода для СССР. — «Труды ГГО», 1969, вып. 247, с. 75—85.
3. Заньина А. А. Климат СССР. Дальний Восток. Л., Гидрометеиздат, 1968, 167 с.
4. Краткая географическая энциклопедия. Т. 2. М., «Советская энциклопедия», 1961, с. 340—348.
5. Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 212—234.

Г. Ю. Березкина

РАДИАЦИОННЫЕ И ТЕМПЕРАТУРНО-ВЕТРОВЫЕ УСЛОВИЯ В ГОРОДСКИХ ЗЕЛЕННЫХ НАСАЖДЕНИЯХ

Микроклимат зеленых насаждений определяется количеством солнечной энергии, поступившей под их полог. Закономерности распределения солнечной радиации в естественной растительности определены в целом ряде исследований [2, 3, 4]. Но микроклимат городских зеленых насаждений изучен недостаточно.

Для уточнения распределения солнечной радиации под пологом зеленых насаждений в июле—августе 1974—1975 гг. в Алма-Ате, Ленинграде и Тольятти по общей программе проводились микроклиматические наблюдения, позволившие оценить в этих городах температурно-ветровые и радиационные условия под кронами разных типов древесных насаждений.

Суммарная и отраженная солнечная радиации измерялись походным альбедометром конструкции Ю. Д. Янишевского, спаренным с гальванометром типа ГСА. Радиационный баланс рассчитывался по известной методике [5]. Температура воздуха измерялась на уровне 1,5 м психрометром Ассмана большой модели. Для измерения скорости ветра на той же высоте применялся анемометр Фусса. Альбедометр устанавливался на уровне 1 м над поверхностью земли.

Наблюдения проводились одновременно на метеорологической площадке и на 2—3 участках в тени. На каждом из этих участков снималось по пять отсчетов, которые затем осреднялись. Измерения велись в течение 10 дней при малооблачной погоде и скорости ветра не более 2—3 м/с.

Наблюдения проводились в наиболее характерных городских типах широколиственных древостоев (вяз, дуб, береза, клен) с различными полнотой и сомкнутостью крон. Исследовались парки, скверы, аллеи, дворовое озеленение. Полнота насаждений определялась по методу, принятому в лесной таксации [1].

Солнечная радиация под пологом зеленых насаждений распределяется очень неравномерно. Солнечные блики на поверхности почвы располагаются в виде пятен, зачастую находящихся далеко друг от друга, а их площадь зависит от количества облачности и скорости

ветра, поэтому измерение прямой солнечной радиации не проводилось.

Под пологом крон величина суммарной радиации определяется полнотой насаждений и сомкнутостью крон. В полных насаждениях суммарная радиация мало зависит от высоты солнца и широты места. С уменьшением сомкнутости крон суммарная солнечная радиация возрастает (табл. 1). Наибольшее количество суммарной радиации проникает под полог насаждений в околополуденные часы.

Таблица 1

Дневной ход суммарной солнечной радиации (кал/(см²·мин)) в городских зеленых насаждениях различной полноты
Июль—август 1974—1975 гг.

Тип насаждений	Полнота	Часы							
		10	11	12	13	14	15	16	17
Алма-Ата									
Вяз крупнолистный	1,0—0,9	0,08	0,10	0,11	0,12	0,11	0,09	0,08	0,06
То же	0,8—0,7	0,19	0,25	0,30	0,30	0,23	0,19	0,16	0,14
" "	0,6—0,5	0,40	0,50	0,58	0,56	0,50	0,40	0,32	0,29
Береза бородавчатая	1,0—0,9	0,08	0,09	0,12	0,12	0,11	0,09	0,07	0,05
То же	0,8—0,7	0,22	0,26	0,32	0,32	0,29	0,24	0,18	0,15
Дуб черешчатый	1,0—0,9	0,06	0,08	0,10	0,10	0,09	0,08	0,07	0,04
То же	0,8—0,7	0,19	0,21	0,24	0,24	0,23	0,21	0,20	0,13
Акация белая	1,0—0,9	0,11	0,12	0,14	0,14	0,12	0,11	0,09	0,08
Липа широколистная	1,0—0,9	0,07	0,08	0,10	0,10	0,09	0,08	0,07	0,05
Каштан конский	1,0—0,9	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02
Ленинград									
Вяз крупнолистный	1,0—0,9	0,09	0,10	0,12	0,13	0,12	0,11	0,09	0,07
Дуб черешчатый	1,0—0,9	0,07	0,08	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,05
Береза бородавчатая	1,0—0,8	0,09	0,09	0,11	0,13	0,12	0,10	0,09	0,06
Тольятти									
Клен остролистный	1,0—0,9	0,12	0,13	0,13	0,12	0,09	0,08	0,06	0,04
То же	0,8—0,7	0,25	0,29	0,34	0,34	0,30	0,28	0,18	0,15

Полученные данные хорошо согласуются с результатами измерений, проведенных Т. А. Голубовой, которая показала, что наибольшее значение суммарной солнечной радиации в лиственных насаждениях отмечается в 12—14 ч и в полосе с хорошо сомкнутым пологом составляет 0,13 кал/(см²·мин) [3].

Величина радиации, пропущенной пологом к поверхности земли, зависит от его толщины. Поэтому интересно рассмотреть прозрачность полога насаждений η , равную отношению величины суммар-

ной радиации, измеренной под пологом Q' , к величине радиации, поступившей на его поверхность Q ,

$$\eta = \frac{Q'}{Q} \cdot 100\%. \quad (1)$$

В околополуденные часы кронами вяза в зависимости от полноты древостоев пропускается 15—50% суммарной радиации. Под полог дуба и березы проникает 15—34% радиации, приходящей на его поверхность.

По сомкнутости, которая определяется полнотой древостоев, кроны классифицировались как сомкнутые, ажурные и сквозные (табл. 2).

Прозрачность полога η увеличивается с уменьшением полноты насаждений от 5—15% в сомкнутых кронах до 35—50% в сквозных. Меняется прозрачность полога и с высотой солнца над горизонтом (рис. 1). Возрастание высоты солнца h_{\odot} приводит к повышению прозрачности полога.

В полдень ввиду различного географического положения Ленинграда и Алма-Аты пологом зеленых насаждений пропускается неодинаковое количество суммарной солнечной радиации. В Ленинграде в 12 ч 30 мин 15 июля высота солнца составила примерно 51° , в Алма-Ате — 68° . В соответствии с этим под кронами вяза крупнолистного (полнота 1,0—0,9) в Ленинграде было пропущено 21% радиации, а в Алма-Ате — 30%.

Таблица 2

Классификация крон в зависимости от полноты насаждений и прозрачности полога

Тип крон	Полнота насаждений	Прозрачность полога η %
Сомкнутые	1,0—0,9	5—15
Ажурные	0,8—0,7	15—35
Сквозные	0,6—0,5	35—50

Величина радиационного баланса рассчитывалась по формуле [5]

$$R = Q(1 - A) - E, \quad (2)$$

где R — радиационный баланс; Q — суммарная солнечная радиация; A — альbedo подстилающей поверхности; E — эффективное излучение.

Особенности дневного хода радиационного баланса определяются поступлением суммарной радиации и альbedo подстилающей поверхности.

В теплый период на территории СССР величины радиационного баланса возрастают с севера на юг, но их контрасты в отличие от суммарной радиации еще менее значительны, так как в том же направлении возрастают величины эффективного излучения. В городских зеленых насаждениях, где, как правило, пешеходные дорожки покрыты асфальтом, альбедо составляло 0,24—0,26. Эффективное излучение под пологом в течение дня менялось незначительно, независимо от широты и в среднем не превышало $-0,01$; $-0,02$ кал/(см²·мин). Наибольшие значения радиационного баланса отмечались под кронами деревьев в околополуденные часы, а наименьшие — в утренние и вечерние (табл. 3).

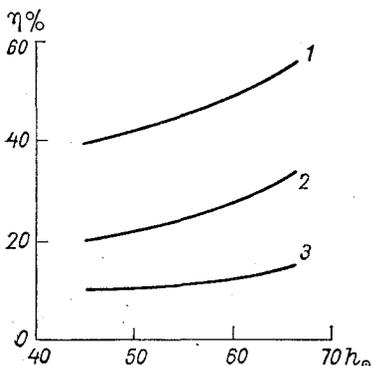


Рис. 1. Зависимость прозрачности полого зеленых насаждений η от высоты солнца h_{\odot} . Тип кроны: 1 — сквозные, 2 — ажурные, 3 — сомкнутые.

В насаждениях вяза крупнолистного с полнотой 1,0—0,9 величина радиационного баланса в околополуденные часы составила 0,11—0,13 кал/(см²·мин). С уменьшением полноты насаждений до 0,8—0,7 радиационный баланс повышался примерно на 0,13 кал/(см²·мин). При полноте, равной 0,6—0,5, R возрастал еще на 20—22 кал/(см²·мин).

В насаждениях березы бородавчатой уменьшение полноты от 1,0 до 0,7 приводило к увеличению радиационного баланса в полдень в два раза. Следовательно, величина радиационного баланса, как и суммарная солнечная радиация под кронами определяется полнотой древостоя и сомкнутостью крон. С увеличением сомкнутости крон радиационный баланс уменьшается.

Величина отраженной радиации под пологом крон во всех пунктах наблюдений в течение дня составляла 0,02—0,04 кал/(см²·мин).

Результаты проведенных микроклиматических наблюдений в Алма-Ате и Тольятти и анализ литературных данных по Ташкенту [6] показали, что для улучшения микроклимата городской застройки могут применяться все виды древесных посадок (табл. 4). Наиболее эффективны большие группы деревьев и широкие полосы насаждений.

В южных городах озеленение дает возможность снижать температуру воздуха на 4,5—5,5°C по сравнению с неозелененными жилыми кварталами. В городах умеренной зоны различия температуры воздуха между озелененными участками городской застройки и неозелененными составляет 2,0—3,0°C. Максимальное снижение температуры воздуха на территории массивов и групп деревьев с полнотой 1,0—0,8 в южных городах не превышает 9,5°C, а в умеренной зоне 4,0°C. На температуру воздуха под пологом деревьев влияют полнота и площадь насаждений.

Относительная влажность также зависит от размеров площади

зеленых насаждений. С увеличением площади массивов она повышается на 10—20%. В небольших по площади зеленых массивах изменение относительной влажности несущественно и не превышает установленного бытового порога ощущений (10%).

В Алма-Ате, в парке им. Горького в течение дня отмечался штиль, а на метеоплощадке скорость ветра составляла 1—2 м/с.

Таблица 3

**Дневной ход радиационного баланса (кал/(см²·мин)) в городских зеленых насаждениях различной полноты
Июль—август 1974—1975 гг.**

Тип насаждений	Полнота	Часы							
		10	11	12	13	14	15	16	17
Алма-Ата									
Вяз крупнолистный	1,0—0,9	0,05	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10	0,07	0,05
То же	0,8—0,7	0,11	0,18	0,23	0,23	0,18	0,16	0,12	0,10
"	0,6—0,5	0,28	0,37	0,45	0,43	0,35	0,30	0,24	0,22
Береза бородавчатая	1,0—0,9	0,06	0,08	0,11	0,11	0,10	0,08	0,06	0,04
То же	0,8—0,7	0,15	0,17	0,25	0,25	0,23	0,27	0,12	0,09
"	1,0—0,9	0,05	0,08	0,10	0,08	0,07	0,06	0,05	0,02
"	0,8—0,7	0,13	0,15	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,08
Акация белая	1,0—0,9	0,08	0,09	0,12	0,12	0,12	0,09	0,08	0,05
Липа широколистная	1,0—0,9	0,05	0,05	0,08	0,08	0,07	0,05	0,05	0,03
Каштан конский	1,0—0,9	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01
Ленинград									
Вяз крупнолистный	1,0—0,9	0,09	0,10	0,12	0,13	0,09	0,08	0,07	0,06
Дуб черешчатый	1,0—0,9	0,07	0,09	0,11	0,09	0,08	0,07	0,07	0,05
Береза бородавчатая	1,0—0,9	0,06	0,10	0,11	0,12	0,11	0,09	0,08	0,06
Тольятти									
Клен остролистный	0,8—0,7	0,09	0,10	0,11	0,10	0,08	0,07	0,05	0,03
То же	0,8—0,7	0,10	0,13	0,17	0,17	0,13	0,09	0,07	0,07

В сквере им. Амангельды ветер уменьшался на 50—60%, а на улице с двухрядной посадкой взрослых деревьев — на 45%. В Тольятти, в парке Победы, скорость ветра понижалась на 50—65% по сравнению с ветром, измеренным на метеоплощадке. В Ленинграде в ЦПКиО им. Кирова ветер был на 55% меньше, чем на территории Информационного центра погоды.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Величина суммарной радиации под пологом зеленых насаждений определяется полнотой древостоев и сомкнутостью крон.

Прозрачность полога древостоев возрастает с увеличением высоты солнца.

2. Микроклимат под пологом древостоя возможно регулировать путем подбора различных типов насаждений. В южных городах озеленение дает возможность снижать температуру воздуха по сравнению с застройкой на 4—5°C, в городах умеренной зоны — на

Таблица 4

**Радиационный и температурно-ветровой режим
в городских зеленых насаждениях**

Тип озеленения	Плотность насаждений	Снижение суммарной солнечной радиации, %	Снижение температуры воздуха, °С	Снижение относительной влажности, %	Снижение скорости ветра, %
Алма-Ата					
Парк им. Горького (береза)	1,0—0,9	90	4,0—5,0	15	85—95
Сквер им. Амангельды (липа)	0,8	80	2,5	10	50—60
Двухрядная посадка вяза . . .	0,8	70	1,5	10	45
Тольятти					
Парк Победы (клен)	1,0—0,9	90	3,0—4,0	13	55
Ташкент					
Массив дуба с густым подлеском	1,0		4,0—5,5	20	60—75
Массив пекана с редким подлеском	0,8		4,0—4,5	15	50

2—3°C. Относительная влажность в зеленых массивах повышается на 10—20%.

3. В городах, где средние скорости ветра невелики, уменьшение их в зависимости от площади зеленых насаждений составляет 45—95% (Алма-Ата). В районах с достаточно большими скоростями ветра они снижаются на 55—65% (Ленинград).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анучин Н. П. Лесная таксация. М., «Лесная промышленность», 1971. 512 с.
2. Выгодская Н. Н. Радиационный режим 30-летнего дубняка в суточной и сезонной динамике.— В кн.: Световой режим, фотосинтез и продуктивность леса. М., «Наука», 1967.
3. Голубова Т. А. О радиационном режиме внутри лесной полосы.— «Труды ГГО», 1952, вып. 36(98), с. 79—82.
4. Раунер Ю. Л. Тепловой баланс растительного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1972. 210 с.
5. Руководство по производству градиентных наблюдений и расчету составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964. 130 с.
6. Семенова Е. С. Эффективность зеленых насаждений и элементов внешнего благоустройства в улучшении микроклимата жилой застройки в городах Средней Азии.— В кн.: Оздоровление окружающей среды городов. М., Госстройиздат, 1973, с. 71—81.

П. Х. Каранг, Х. Г. Тооминг

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ИНФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

В различных отраслях сельскохозяйственного производства требуются данные о нормах климатических показателей и их пространственно-временной изменчивости на ограниченных территориях. В обобщенном виде нормы и временная изменчивость климатических показателей выражаются через кривые вероятности, которые являются также надежной основой для изучения территориальной изменчивости климатических характеристик путем их картирования. Полученные таким образом серии карт климатических характеристик с различной обеспеченностью или, например, норм в различные моменты времени позволяют детально характеризовать закономерности климата изучаемой территории. Но при этом возникает вопрос, как обобщить полученные серии картографических материалов. Особенный интерес представляет этот вопрос при изучении пространственно-временной изменчивости комплексных климатических характеристик, значения которых определяются несколькими метеорологическими элементами. При их расчете по исходным данным, имеющим различную обеспеченность, в каждом конкретном случае получается новый характер территориального распределения комплексного показателя, т. е. получается новое соотношение площадей с одинаковыми значениями изучаемого показателя. Примером таких расчетов может быть расчет почвенно-климатической нормы регулирования водного режима почвы [3], где условия увлажнения в различных местоположениях рассчитаны при различных значениях обеспеченности осадков и радиационного баланса.

Особенности пространственного распределения метеоэлементов на конкретной территории характеризуются комплексом площадных характеристик. Площадные характеристики являются статистическими показателями пространственного распределения, которые рассчитываются на основе карт метеоэлементов. Нам представляется возможным и удобным создать площадные характеристики метео-

Информационный анализ связи территориального распределения
месячных сумм суммарной радиации в июне и июле

Месячные сум- мы суммарной радиации за июль	Месячные суммы суммарной радиации за июль						$n(b_k) \times$ $p(b_k) \times$ $\times \log_2 p(b_k)$	$I(A b_k)$	$I(A b_k)$	$L(b_k) \times$ $\times I(A b_k)$
	13,00	13,50	14,00	14,50	15,00	15,50				
	9+	3	15	53						
14,00	9+	3					0,8117	1,0645	0,0144	
	0,750	0,250								
	0,3123	0,4994								
14,50	3	136+	15				0,5887	1,2875	0,2240	
	0,099	0,883	0,097							
	0,1043	0,1598	0,3246							
15,00	49	313+	47	148+			1,0470	0,8292	0,3888	
	0,118	0,754	0,204	0,128						
	0,3622	0,3082	0,4670	0,643						
15,50	1	0,004	0,0251	0,4105	34		1,3079	0,5683	0,1477	
					0,148					
					0,4053					
16,00		14	0,222	6	43+		1,1795	0,6967	0,0496	
			0,4813	0,095	0,683					
				0,3207	0,3775					
16,50	1	0,091	0,3106	7	2		1,4825	0,3937	0,0049	
				0,636	0,182					
				0,4160	0,4453					
$n(a_i)$	12	190	389	214	79		11			
$p(a_i)$	0,14	0,215	0,440	0,242	0,089		0,071			
$p(a_i) \cdot \log_2 -$	0,6760	0,4752	0,5217	0,4941	0,3036		0,2686			
$- p(a_i)$							0,001			
							1+			
							0,091			
							0,3106			
							1			
							0,001			

ИЛ А 1.876. ИЛ В) = 1.872. $K(A, B) = 0,442$; $K(B, A) = 0,443$.

элементов на базе информационного анализа. В связи с этим целью данной работы является методическое изучение некоторых возможностей применения информационного анализа для количественной оценки изменчивости территориального распределения климатических показателей.

В основе информационного анализа лежит понятие о неопределенности явления, которое является мерой разнообразия его состояний. Неопределенность H явления A рассчитывается по формуле

$$H(A) = - \sum p(a_i) \log_2 p(a_i), \quad (1)$$

где $H(A)$ — неопределенность явления A ; $p(a_i)$ — вероятность i -того состояния A .

Если на состояние явления A оказывает влияние фактор B , имеющий состояния b_1, b_2, \dots, b_k , тогда в разложении состояния a_i по состояниям фактора b_k появляется определенная закономерность (табл. 1). Это означает, что фактор B вносит в отношение изменения состояний явления A некоторую информацию. Для количественной оценки степени влияния фактора B на изменение состояний явления A разработан легко используемый вариант информационного анализа [5, 9].

Для расчета количества информации, которую несет фактор B о поведении явления A , после разложения состояний явлений (табл. 1) по состояниям фактора b_k рассчитывается неопределенность для каждого состояния фактора. Затем сравнивается полученное значение неопределенности с общей неопределенностью явления, где влияние фактора отсутствует. Уменьшение неопределенности явления дает количество информации, которое носит фактор в отношении явления.

Первым этапом расчетов служит вычисление условной вероятности явления по всем состояниям фактора

$$p(a_i, b_k) = \frac{n(a_i, b_k)}{n(b_k)}, \quad (2)$$

где $p(a_i, b_k)$ — условная вероятность явления A ; $n(a_i, b_k)$ — частота совместных появлений состояния явления и фактора; $n(b_k)$ — частота появлений состояний фактора. По этим данным вычисляются значения $p(a_i, b_k) \log_2 p(a_i, b_k)$ и путем сложения этих величин по состояниям фактора получается условная неопределенность явления A по b_k

$$H(A/b_k) = - \sum_{i,k} p(a_i, b_k) \log_2 p(a_i, b_k). \quad (3)$$

Различие между значениями $H(A)$ и $H(A/b_k)$ и определяет количество информации $I(A/b_k)$, которое получается о явлении при известных состояниях фактора

$$I(A/b_k) = H(A) - H(A/b_k). \quad (4)$$

Величина информации, передаваемая фактором B в целом, определяется суммированием произведений $p(b_k) I(A/b_k)$, т. е.

$$T(A, B) = \sum_{b_k} p(b_k) I(A/b_k), \quad (5)$$

где $T(A, B)$ — количество информации, передаваемое от фактора k явлению.

Степень влияния фактора на изменчивость явления характеризуется коэффициентом эффективности приема информации $K(B, A)$ явлением A от фактора B

$$K(B, A) = \frac{T(A, B)}{H(A)}, \quad (6)$$

или коэффициентом эффективности приема информации $K(B, A)$ фактором B от явления A [5]

$$K(A, B) = \frac{T(A, B)}{H(B)}. \quad (7)$$

Коэффициент эффективности приема информации $K(B, A)$ показывает, какую долю от общей неопределенности явления можно устранить по известным состояниям фактора. Коэффициент $K(B, A)$ изменяется от 0 до 1. При $K(B, A) = 0$ фактор никакой информации о состояниях явления не несет, при $K(B, A) = 1$ имеет место функциональная зависимость. При наличии коррелятивной связи известными состояниями фактора устраняется только часть от общей неопределенности явления, $H(A) > T(A, B) > 0$ и $0 < K(B, A) < 1$.

Величина

$$I(A/B) = H(A) - T(A, B) \quad (8)$$

называется «шумом». Обычно шум обусловлен влиянием случайных факторов на изменчивость явления. Но часто он связан с влиянием тех факторов, которые не учитываются при решении конкретной задачи.

Все вышеописанные расчеты целесообразно проводить в таком порядке, как это представлено в табл. 1. В этой таблице показана схема расчетов площадных характеристик территориального распределения суммарной радиации в июне и июле. При проведении расчетов на ЭВМ эта таблица также является удобной формой выдачи результатов, так как она позволяет более подробно анализировать передачу информации в изучаемой системе. В табл. 1 помещены так называемый «канал связи» [5] с соответствующими условными вероятностями. Рассмотрение условных вероятностей по строкам таблицы показывает, что некоторые из них превышают априорную вероятность явления. Состояния явления, которые больше всего превышают априорную вероятность, называются направлением связи. В табл. 1 они обозначены знаком «+». Направление связи показывает, на какое состояние направлено влияние фактора. Оно мо

жет быть охарактеризовано величиной коэффициента связи c , вычисляемой как отношение условной и априорной вероятностей

$$c = \frac{p(a_i, b_k)}{p(a_i)}$$

Неопределенность явления достигает максимального значения при равномерном состоянии явления, т. е.

$$p(a_1) = p(a_2) = \dots = p(a_i) = \frac{1}{c}$$

и

$$H(A)p = - \sum_i \frac{1}{i} \log_2 \frac{1}{i} = \log_2 i = \max. \quad (9)$$

Из этого свойства неопределенности следует, что чем больше вероятность состояний явления отклоняются от величины $\frac{1}{i}$, тем больше $H(A)$ отличается от $H(A)p$. Это различие может быть использовано в качестве коэффициента пространственной неоднородности ρ для характеристики несоответствия действительно наблюдаемого территориального распределения и равномерного распределения

$$\rho = \frac{H(A)}{H(A)p} = \frac{- \sum_i p(a_i) \log_2 p(a_i)}{\log_2 i}. \quad (10)$$

При равномерном состоянии явления $p(a_1) = p(a_2) = \dots = p(a_i)$ значения $H(A) = H(A)p$ и ρ равны единице. При больших различиях вероятностей состояние ρ уменьшается и приближается к нулю.

В некоторых практических задачах сельскохозяйственного производства оптимальным является такой характер территориального распределения, в котором при заданном числе состояний явлений вероятность одного состояния значительно превышает другие. Например, для сельскохозяйственных работ наиболее выгодно такое территориальное распределение влажности почвы весной на одном поле, при котором из возможных интервалов (например 50—75, 76—100, 101—125) площадь одного интервала занимает почти всю площадь поля. Следовательно, его вероятность имеет высокое значение, вероятность остальных интервалов — малое. На основе формулы (10) коэффициент ρ является в этом случае очень малым, и целесообразно вместо ρ использовать величину $\rho_m = 1 - \rho$ [6, 7].

Для оценки изменчивости территориального распределения сей климатических карт путем информационного анализа на карты наносится сетка и отмечаются те прямоугольники, которые покрывают рассматриваемую территорию. Нормируем количество этих прямоугольников на 1 так, чтобы число прямоугольников, соответствующее отдельным градациям показателя, представлялось вероятностью p_i . Тогда мерой организации территориального распре-

ления климатических показателей в заданном наборе прямоугольников может служить неопределенность $H(A)$. При изучении изменчивости территориального распределения в наборе карт, представляемых в определенной последовательности, например по времени, каждая предшествующая карта принимается как фактор, а каждая последующая — как явление. В случае временного ряда

Таблица 2

Характеристики территориального распределения суммарной радиации в Эстонской ССР

Характер истика	V	VI	VII	VIII	IX
a_i	6	6	6	5	3
$H(A)$	1,86	1,87	1,88	1,32	1,01
$K(B, A)$		0,30	0,44	0,24	0,14
$K(A, B)$		0,30	0,44	0,35	0,18
p	0,73	0,73	0,73	0,56	0,64
p_m	0,27	0,27	0,27	0,44	0,36

карт решается задача, насколько характер территориального распределения климатического показателя в данный момент времени передается на следующий. Состоянием климатических показателей являются на картах используемые градации, а вероятность состояний определяется как отношение повторяемости прямоугольников со значением климатического показателя данной градации к общему числу прямоугольников по изучаемой территории. В качестве примера, иллюстрирующего возможность и целесообразность использования информационного анализа для площадной характеристики метеоэлементов, приведем информационный анализ распределения суммарной радиации и осадков на территории Эстонской ССР. Информационный анализ суммарной радиации проводился с мая—сентябрь по картам, составленным по заранее разработанной методике [1]. Анализ осадков провели для всех месяцев года, причем использовались карты осадков из Климатического атласа ЭССР [4]. Для расчетов использовалась ЭВМ Минск-22, причем ввод климатических данных от карт в ЭВМ осуществлялся согласно работе [2].

В табл. 2 приведены результаты расчетов для серий карт суммарной радиации, где карты обработаны во временной их последовательности. Изолинии на этих картах проведены через интервал 0,5 ккал/(см²·мес), который при наименьших значениях расчетной сумм суммарной радиации за рассматриваемый период является близким к погрешности расчетов [8].

Из табл. 2 видно, что территориальное распределение суммарной радиации имеет наиболее сложный характер в мае, июне и июле. На картах этих месяцев встречается шесть градаций. Соотношение площадей отдельных градаций суммарной радиации в среднем на всей территории республики за май—июль мало изменяется, т. е. неопределенность и коэффициент неоднородности ρ имеют практически неизменные значения. В тот же период коэффициенты приема информации по суммарной радиации от одного месяца к другому существенно изменяются. Это указывает на то, что несмотря на почти равные значения площадей отдельных градаций в среднем по всей республике в течение летних месяцев расположение их на территории изменяется. Направления связи показывают, что на площадях, занятых одной градацией в мае, в среднем наиболее вероятным является увеличение прихода радиации в июне на $1,5 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$, а на площадях, занятых одинаковыми значениями прихода радиации в июне, в июле наиболее вероятным является уменьшение прихода радиации на $1,0 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мес})$. Связь между картами территориального распределения радиации является линейной. Сравнительно большое число градаций на картах суммарной радиации на такой небольшой территории, а также устойчивость отдельных площадных характеристик объясняются в основном влиянием близости моря и возвышенностей на количество облачности. В эти месяцы циклоническая деятельность на территории Эстонской ССР имеет сравнительно малую интенсивность и существенное значение в формировании территориальных различий климатических показателей имеет характер подстилающей поверхности.

В августе и сентябре число градаций на картах уменьшается. При данном числе градаций наиболее однородным оказывается территориальное распределение радиации в августе. В сентябре неоднородность распределения немного увеличивается, но оно остается все же более однородным, чем с мая по июль. Связь между картами является близкой к линейной до конца рассматриваемого периода. Коэффициенты приема информации в конце лета существенно изменяются. Уменьшение числа градаций, т. е. уменьшение неоднородности распределения, означает, что площадь с одним значением становится преобладающей. Уменьшение коэффициентов приема информации от одного месяца к другому в августе и сентябре указывает на интенсификацию деятельности общеклиматических климатообразующих факторов и на уменьшение роли характера подстилающей поверхности в распределении радиации на территории Эстонии осенью.

В табл. 3 приведены характеристики территориального распределения осадков в Эстонской ССР. Распределение осадков на картах характеризуется изолиниями, проведенными через 10 мм. В данные осадков не введены поправки на ветер и смачивание. Из табл. 3 видно, что в зимние месяцы имеется три градации. В отдельные месяцы различия в значениях $H(A)$ и ρ больше. Неопределенность распределения является наименьшей в феврале, наибольшей в январе. Направление связи имеет во всех месяцах линейный характер.

Характеристики территориального распределения осадков
в Эстонской ССР

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
a_1	3	3	3	3	3	5	6	4	3	4	4	3
$H(A)$	1,30	0,93	1,19	0,47	1,16	1,71	2,23	1,33	1,18	1,24	1,38	1,20
$K(B, A)$	0,19	0,04	0,01	0,40	0,46	0,51	0,27	0,13	0,24	0,32	0,18	
$K(A, B)$	0,26	0,03	0,04	0,16	0,39	0,40	0,46	0,14	0,23	0,28	0,20	
ρ	0,87	0,58	0,75	0,35	0,73	0,73	0,87	0,68	0,75	0,66	0,71	0,76
ρ_M	0,13	0,42	0,25	0,65	0,27	0,27	0,13	0,32	0,25	0,34	0,29	0,24

Коэффициенты приема информации невелики. Это указывает на то, что процессы, определяющие особенности территориального распределения осадков, мало связаны с характером подстилающей поверхности и являются мало устойчивыми в зимнее время. Апрель является почти всегда переходным месяцем от зимнего режима к летнему с однотипной погодой по всей территории Эстонии. Это проявляется и в характере пространственного распределения осадков. Распределение является весьма однородным и направление связи имеет случайный характер. Коэффициент приема информации от марта имеет малое значение. В начале (май) и конце (сентябрь) летнего периода на картах осадков наблюдаются, как и зимой, три градации. В середине периода число градаций увеличивается и достигает максимума в июле. С увеличением числа градаций увеличиваются величины $H(A)$, неоднородность территориального распределения и значения коэффициентов приема информации. Направление связи имеет везде примерно линейный характер.

Осенние месяцы (октябрь и ноябрь) имеют четыре градации. Коэффициенты передачи информации довольно высоки, коэффициенты неоднородности имеют примерно такие же значения, как и летом.

Описанные изменения характера территориального распределения осадков в летние месяцы, по-видимому, обусловлены теми же причинами, которые имели ведущее значение в распределении суммарной радиации летом.

Территория Эстонской ССР небольшая и широтные изменения суммарной радиации и осадков незначительны. В территориальном распределении этих метеоэлементов важную роль играют особенности подстилающей поверхности. В первую очередь на территориальное распределение осадков и суммарной радиации влияют близость моря и возвышенности. Влияние этих двух основных факторов довольно хорошо прослеживается через площадные характеристики, полученные с применением информационного анализа. Это указывает на перспективность применения информационного анализа при количественной оценке территориального распределения климатических показателей по картам среднего и крупного масштабов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Каринг П. Х. Некоторые особенности радиационного режима многолетних трав в условиях Эстонской ССР.— «Труды ГГО», 1970, вып. 214, с. 104—111.
- Каринг П. Х. Оценка влагообеспеченности многолетних трав на легких минеральных почвах Эстонской ССР.— «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 48—57.
- Каринг П. Х., Иыги Я. О. Расчет изменчивости площадных характеристик сельскохозяйственных полей при помощи ЭВМ.— «Труды ГГО», 1976, вып. 351.
- Климатический атлас ЭССР. Таллин, 1969, 209 с.
- Пузаченко Ю. Г., Мошкин А. В. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях.— «Итоги науки, сер. геогр. Медицина и география». М., 1969, вып. 3, с. 5—73.
- Тооминг Х. Г. Некоторые задачи агрометеорологии в связи с программированием урожая.— В кн.: «Научные основы программирования урожая»

сельскохозяйственных культур. Тезисы докладов II Всесоюзной конференции (Уфа, 17—20 июля). М., 1975, с. 37—39.

7. Яглом А. М., Яглом И. М. Вероятность и информация. М., «Наука», 1973, 511 с.
8. Karing P. Summaarse kiirguse jaotumisest Eesti NSV territooriumil.—„EGS aastaraamat”, 1971/72, 1974, lk. 24—23.
9. Tooming H., Kallis A. Informatsioonianalüüsi rakendamisest taimekoosluste produktiivsuse uurimisel.—„LUS aastaraamat”, k. 62, 1973, lk. 67—88.

Л. Э. Инт

О СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНСКОЙ ССР НА ЭВМ

В настоящее время из четырех составляющих теплового баланса на гидрометеорологических станциях непосредственно измеряются только значения радиационного баланса. Остальные составляющие определяются расчетным путем по данным градиентных наблюдений над температурой, влажностью воздуха и скоростью ветра, а также над температурой и влажностью почвы на различных глубинах [2, 6].

В Эстонской ССР регулярные теплобалансовые наблюдения по полной программе проводятся с 1965 г. на озерной гидрометстанции Тийрикоя и на актинометрической станции Тарту. Карты значений отдельных составляющих теплового баланса строятся по материалам этих станций, а также по данным экспедиционных наблюдений в разных физико-географических районах Эстонской ССР, обобщенным с учетом среднего многолетнего режима погоды [3].

Данные по тепловому балансу обобщены по районам, различающимся по климату почв (табл. 1). В дальнейшем эти районы использовались в качестве основы для картирования отдельных составляющих теплового баланса на территории ЭССР.

На относительно небольшой территории ЭССР, где изменения характеристик подстилающей поверхности больше, чем изменение микроклимата, нет надобности применять методы составления карт территории, рассчитанные на глобальные масштабы [1, 5]. В республике различия в подстилающей поверхности зависят в основном от неоднородности почвенного покрова. Так как в выделенных почвенных районах отсутствуют теплобалансовые станции, при построении карт использовались расчетные методы применительно к целям климата почвы и мелиорации.

Перспективным методом при составлении детальных крупномасштабных микроклиматических карт является метод поправок. На неоднородных частях ландшафта распределение солнечной радиации и других составляющих теплового баланса различное. При картировании можно принять отношение отдельных составляющих теплового баланса к радиационному балансу на данном ландшафт-

та как поправку на микроклимат. Известно, что поправки на микроклимат характеризуются относительным постоянством. Это позволяет при наличии многолетних данных по радиационному балансу и полученных экспериментальным путем микроклиматических поправок оценить распределение составляющих теплового баланса в разных ландшафтах.

Таблица 1

**Структура теплового баланса на разных почвах ЭССР
с многолетними травами**

Тип и вид почвы	R	LE	P	B
1. Маломощные и средние дерново-карбонатные рихтовые суглинистые почвы на островах и на материке, дерново-глеевые песчаные и супесчаные почвы на побережье моря, эродированные почвы на возвышенностях юго-востока Эстонии	100	50	38	12
2. Дерново-глеевые супесчаные почвы в северной Эстонии (осушенные), дерново-подзолистые песчаные и супесчаные почвы в южной Эстонии (нормальные и осушенные), выщелоченные супесчаные и суглинистые почвы в средней Эстонии	100	60	30	10
3. Дерново-глеевые супесчаные, средние и тяжело-суглинистые почвы в западной и средней Эстонии (осушенные и неосушенные)	100	70	20	10
4. Разные торфяно-болотные почвы (осушенные низинно-болотные)	100	80	14	6

Наиболее длинный ряд наблюдений за различными потоками солнечной радиации имеется для актинометрической станции Тарту. На основе довольно тесной статистической зависимости между месячными суммами поглощенной радиации и радиационного баланса, установленной по данным станции Тарту, и на основе расчетных величин поглощенной радиации для 26 гидрометстанций получена карта распределения радиационного баланса в республике за вегетационный период (V—IX). На карту радиационного баланса нанесены вышеуказанные четыре группы районов, и в образованных таким путем контурах получены затраты тепла на суммарное испарение, нагревание воздуха и почвы. Карты составлены на ЭВМ по разработанной в лаборатории методике [4].

Основные принципы картирования элементов микроклимата разработаны в секторе микроклимата ГГО [5]. На основе этих методических разработок и методики построения комплексных микроклиматических карт разработана методика составления крупномасштабных микроклиматических карт на ЭВМ Минск-22. По этой методике карты отдельных элементов микроклимата и их комплексы составляются на основе почвенных карт крупного масштаба, на которой выделяются участки ландшафта, где происходят изменения

одного или нескольких метеозлементов по сравнению с наблюдениями на опорной точке (или ГМС). По данным наблюдений или на основе других источников определяются величины этих отклонений для каждого участка, т. е. составляется таблица поправок, и по наблюдениям на опорной точке рассчитываются величины метеозлементов.

Для ввода информации с почвенной карты в ЭВМ на эту карту наносится сетка. На сетке выбирается прямоугольник, в который вписывается картируемая территория. Таким образом получается матрица A , элементами которой являются прямоугольники, применяемые в сетке. Затем отмечаются те элементы матрицы A , которые покрывают картируемую территорию; они записываются в один ряд по рядам матрицы A . Так получается парная строка матрицы B (адреса). На основе почвенной карты для каждого элемента матрицы B определяются характеристики подстилающей поверхности, вызывающие хотя бы в одном метеозлементе отклонения по сравнению с опорной точкой. Результаты вписываются в матрицу B согласно адресам. Так, принимая обозначения для адреса α , для характеристик рельефа P , для почвы Π , для микроклиматических поправок температуры почвы ΔT и т. д., получаем матрицу B в виде:

$$\begin{array}{cccc}
 \alpha_{11} & \alpha_{21} & \alpha_{31} & \dots & \alpha_{i1} \\
 P_{12} & P_{22} & P_{32} & \dots & P_{i2} \\
 \Pi_{13} & \Pi_{23} & \Pi_{33} & \dots & \Pi_{i3} \\
 \Delta T_{14} & \Delta T_{24} & \Delta T_{34} & \dots & \Delta T_{i4} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 n_{1j} & n_{2j} & n_{3j} & \dots & n_{ij}
 \end{array}$$

где i — местоположение на территории; j — элемент природы, микроклиматическая поправка и т. д.

Одна строка матрицы B характеризует природные или климатические условия в разных местах, один столбец дает информацию о разных условиях в одном пункте. Матрицы такого типа обычно называются матрицей географических данных. Для ввода исходных данных в ЭВМ целесообразно материалы перфорировать по строкам матрицы B (т. е. по отдельным картам). Результаты отпечатываются в виде таблицы или картограммы.

Карты средних масштабов могут быть построены аналогичным образом. В качестве основы наряду с почвенными картами целесообразно использовать ландшафтные карты, характеризующие расположение возвышенностей, больших озер, побережий моря и т. д. Отклонения метеорологических элементов от фоновых характеристик рассчитываются в этом случае по данным гидрометсети. Составление карт климатических показателей при помощи ЭВМ позволяет быстрее и точнее учитывать особенности распределения исходных данных.

Приступая к анализу территориального распределения отдель-

ных составляющих теплового баланса, заметим, что радиационный баланс изменяется относительно мало — в пределах 31,5—34 ккал/(см²·период). Максимальные значения R наблюдаются на побережье и островах, минимальные в районе возвышенностей.

Распределение затрат тепла на суммарное испарение, или фактически суммарное испарение LE , дает более сложную картину. С мая по сентябрь на территории республики его значения изменяются в пределах 18—24 ккал/(см²·период) под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности. Максимальное испарение имеет место на болотах и заболоченных почвах материка и островов, минимальное — на эродированных почвах возвышенностей и маломощных рихтовых почвах на островах и материке.

Распределение затрат тепла на нагревание воздуха противоположно распределению испарения: максимальные значения отмечаются на возвышенностях и рихтовых почвах, минимальные — на болотах.

Поток тепла в почву B в первом приближении можно принять одинаковым для всех типов почв.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. При отсутствии теплобалансовых станций для территории Эстонской ССР можно построить карты основных составляющих теплового баланса по методу площадных характеристик и микроклиматических поправок с применением ЭВМ.

2. Анализ карт основных составляющих теплового баланса показывает, что при регулировании водного режима почв недостаточно использовать традиционные характеристики стока, нужно учитывать и теплоэнергетические ресурсы данного района. Например, на побережье моря и островах больше радиационного тепла, меньше осадков, преобладает испарение и большое значение наряду с осушением имеет дополнительное увлажнение (дождевание). На материке осадков больше, испарение мало, поэтому необходимо увеличивать сток и большее значение должно иметь осушение, а также глубокая вспашка и рыхление тяжелых почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. (под ред.). Атлас теплового баланса земного шара. М., Межведомственный геофиз. комитет, 1963. 69 с.
2. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
3. Инт Л. Э. Распределение температуры почвы на территории Эстонской ССР в период вегетации. — «Ежегодник Эстонского геогр. о-ва 1967/69», 1970 с. 110—119.
4. Каринг П. Х. Расчет климатических показателей влагообеспеченности и их площадных характеристик на ЭВМ. — «Уч. зап. Тартуского ун-та. Труды по географии», 1975, с. 38—47.
5. Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967. 284 с.
6. Раунер Ю. Л. Тепловой баланс растительного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1972. 210 с.
7. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964. 124 с.

Р. В. Лехтвеер, Л. Э. Инт

ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВУЮ РЕЖИМ ПОЧВЫ

Как показано во многих работах [1, 2, 5, 7, 9 и др.], теплофизические коэффициенты (ТФК) влияют на тепловой режим почв. Теплопроводность вместе с градиентом температуры $\Delta T/\Delta Z$ определяет тепловой поток в почву, температуропроводность — скорость движения температурной волны в глубину почвы, теплоусвояемость — теплоаккумуляцию почвы и теплоемкость — скорость прогревания почвы и амплитуду температуры почвы [2, 7, 8].

Зная изменчивость ТФК в $\Delta T/\Delta Z$, можно оценить изменчивость теплового режима разных почв полей. В настоящей работе сделана попытка оценить изменчивость ТФК и $\Delta T/\Delta Z$ в пространстве и времени на основании изменения влажности и плотности сложения почв разного механического состава.

Теплопроводность почв определялась шаровым зондом АФИ, теплоемкость, температуропроводность и теплоусвояемость — расчетным путем по формулам:

$$C = \left(c + \frac{W}{100} \right) \kappa, \quad (1)$$

$$k = \frac{\lambda}{C}, \quad (2)$$

$$b = \sqrt{\lambda C}, \quad (3)$$

где C — теплоемкость почвы, кал/(см³·град); c — удельная теплоемкость почвы, кал/(г·град); W — влажность почвы, %, κ — плотность сложения почвы, г/см³; k — температуропроводность почвы, см²/с; λ — теплопроводность почвы, кал/(см·с·град); b — теплоусвояемость почвы, кал/(см²·с·град).

Влажность и плотность сложения почвы определена буровым и термостатно-весовым методом. Удельная теплоемкость взята для песков равной 0,17; супесей — 0,18; суглинков — 0,19; глин — 0,2 кал/(г·град).

ТФК почв зависит от их минералогического и механического со-

става, плотности сложения и содержания в них воздуха, воды и органического вещества. Динамика изменчивости ТФК за вегетационный период определяется в основном изменением влажности и плотности почвы [1, 2, 3, 4, 8, 9].

В табл. 1 представлены результаты около 200 измерений в разных точках, скорректированные по лабораторным данным. Самые большие колебания λ и k отмечаются на песчаных почвах, чем тяжелее почва, тем меньше амплитуды λ и k . С увеличением плотности почвы амплитуда ТФК [17] за вегетационный период также увеличивается. Плотность сложения почвы с глубиной обычно возрастает и заметно изменяется в течение сезона. Это вызывает в свою очередь

Таблица 1

Изменение теплофизических свойств почв разного механического состава за вегетационный период на глубине 10 см

Тип почв	$\lambda \cdot 10^5$ кал/(см·с·град)	$C \cdot 10^3$ кал/(см ³ ·град)	$k \cdot 10^5$ см ² /с	$b \cdot 10^3$ кал/(см ² ·с·град)
Песок	90—600	200—500	200—1200	15—40
Супесь	90—550	250—600	200—1000	16—45
Суглинок	100—500	300—750	200—900	18—50
Глина	120—450	350—900	200—800	20—55
Торф	40—200	150—950	100—250	10—35

изменения ТФК в 1,1—1,5 раза в слое 10—30 см. Суточные изменения ТФК зависят от динамики влажности почвы. При высокой и низкой влажности амплитуды изменений уменьшаются, а при влажности 50—80% полевой влагоемкости наблюдаются самые большие амплитуды изменений λ , они достигают даже значений, равных $100 \cdot 10^5$ кал/см·с·град [7].

Для выявления влияния осадков на временное изменение ТФК проведены опыты на участке с дождеванием (норма полива 30 и 40 мм). Анализ данных (табл. 2) показывает, что влияние осадков на ТФК наблюдается до глубины 30 см, так как очень редки случаи, когда подряд выпадает более 30 мм осадков. Величина изменения ТФК зависит также от начальной влажности почвы.

Пространственная изменчивость ТФК связана с варьированием механического состава, содержания органического вещества, плотности и влажности [2, 3, 4, 9]. На осушенных полях обнаружена относительно большая изменчивость почвенных свойств, вызванная мелиорацией (глубокая вспашка, наличие канавы, дрена и т. д.), а также объединением разных почвенных ареалов в одно поле во время строительства мелиоративной системы [16].

На старых ровных полях, содержащих не более двух почвенных ареалов, температуры различаются не более чем на 1,5°C, но на

осушенных и реконструированных целинных землях, содержащих пять-шесть разных почвенных ареалов, разница температур на глубине 10 см может достигать 3—4°C. Этим и подтверждается изменчивость ТФК на этих полях. При смене механического состава почв в пределах одного класса, например песок — супесь, λ и k почвы изменяются в 1,1—1,2 раза. Увеличение содержания органического

Таблица 2

Влияние дождевания на теплофизические коэффициенты супесчаной и песчаной осушенной почвы

Норма полива, мм	Глубина взятия пробы, см	Влажность почвы, %		$\lambda \cdot 10^5$ кал/(см·с·град)		$C \cdot 10^8$ кал/(см ³ ·град)		$k \cdot 10^5$ см ² /с	
		а	б	а	б	а	б	а	б
30	5	10,0	20,1	110	188	326	455	338	413
	10	12,8	20,4	212	256	432	510	491	502
	20	13,9	14,5	243	253	433	443	561	572
	30	3,7	4,3	328	340	426	436	770	780
40	5	9,9	31,9	108	169	311	517	348	316
	10	9,9	28,6	142	245	386	616	368	398
	20	12,0	22,2	211	318	400	559	533	568
	30	6,0	6,2	349	350	442	443	790	792
30	5	9,6	24,5	104	188	314	470	331	393
	10	10,2	26,9	144	253	388	590	372	428
	20	9,4	13,2	171	242	380	432	443	560
	30	6,6	6,5	351	351	446	445	788	783
40	5	5,6	27,8	81	180	250	498	300	361
	10	6,0	26,8	92	247	300	575	310	430
	20	7,6	16,2	142	330	382	569	372	580
	30	4,6	11,9	340	302	443	669	790	450

Примечание. а — перед дождеванием; б — после дождевания.

вещества от 2—3 до 15—20% вызывает уменьшение λ и k вдвое. Варьирование влажности в поверхностном слое осушенных почв 10—50% обуславливает изменения λ и k в три раза.

Изменение теплофизических свойств почвы по вертикали в пределах 30—80% связано с изменением плотности, механического состава, содержания органического вещества и с изменением влажности.

Тепловой поток в почву является энергетическим базисом формирования теплового режима почвы. Как известно, тепловой поток почвой определяется теплопроводностью и градиентом температуры

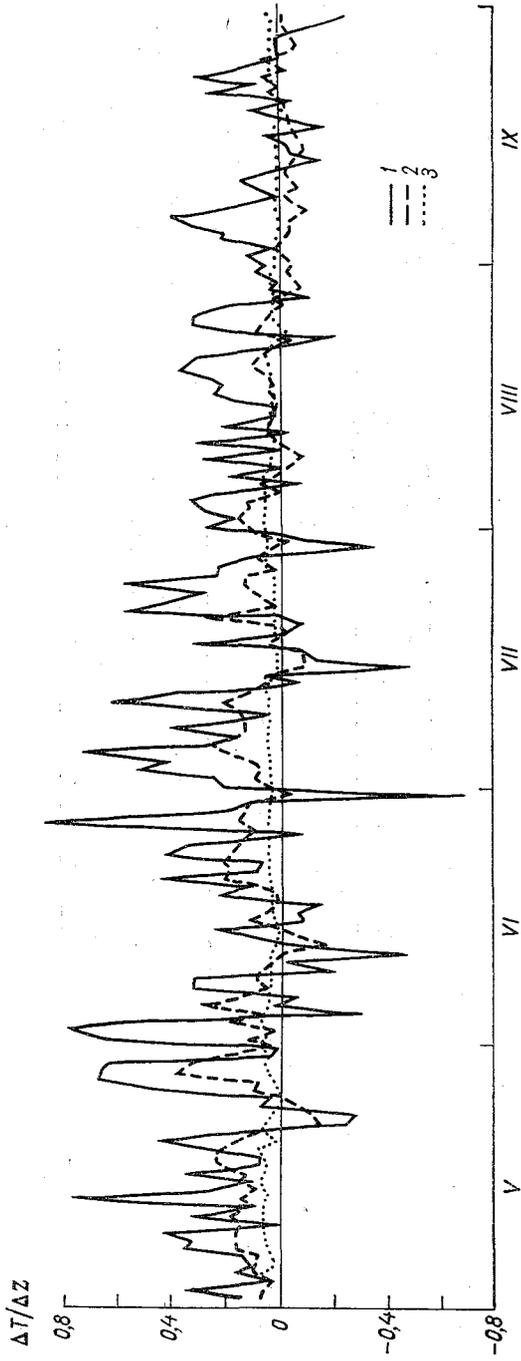


Рис. 1. Динамика среднего суточного градиента температуры на супесчаной почве в слоях 0—5 (1), 15—20 (2) и 40—80 см (3) за вегетационный период.

почвы $\Delta T/\Delta Z$. Для оценки теплового режима нужно исследовать оба компонента вместе, их изменение во времени и пространстве.

Согласно прямым измерениям тепломерами временная изменчивость потока тепла в почву в основном определяется градиентом температуры. На рис. 1 представлена средняя суточная динамика градиента температуры с мая по сентябрь в слоях 0—5, 15—20, 40—80 см. Кривые 1 и 3 дают характеристику изменчивости $\Delta T/\Delta Z$ пахотного слоя, а кривая 2 характеризует слой, где суточные колебания температуры уже затухают. На рис. 2 дана динамика λ за вегетационный период на глубинах 5, 20 и 60 см. Наблюдения были

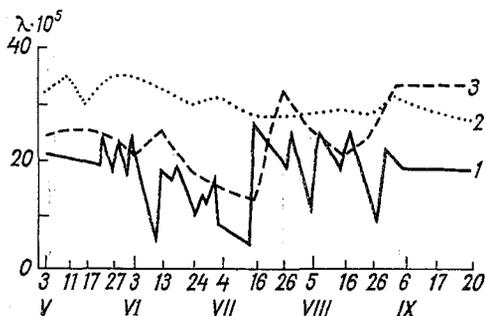


Рис. 2. Динамика теплопроводности на осушенной дерново-глеевой супесчаной почве на глубинах 5 (1), 20 (3) и 60 см (2) за вегетационный период.

проведены в зависимости от осадков через 3—15 суток. Временная изменчивость $\Delta T/\Delta Z$ больше, чем изменчивость λ , а в поверхностном слое изменчивость λ и $\Delta T/\Delta Z$ примерно одинакова, что связано главным образом с поступлением солнечной энергии на поверхность почвы. Изменчивость $\Delta T/\Delta Z$ определяется погодными условиями и режимом увлажнения почв. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке теплового режима почв за короткий период времени.

В табл. 3 представлены изменения теплопроводности и среднего суточного градиента температуры почвы на глубине 10 см. В начале вегетации средний суточный градиент $\Delta T/\Delta Z$ в поверхностном слое (0—20 см) в большинстве случаев положительный. Наибольшие колебания $\Delta T/\Delta Z$ наблюдаются в середине вегетационного периода. В конце вегетационного периода знак $\Delta T/\Delta Z$ изменяется на отрицательный. Адвекция холода весной и адвекция тепла осенью изменяют знак среднего суточного градиента на обратный (рис. 1).

Можно сказать, что временную изменчивость теплового потока определяют погодные условия, которые влияют главным образом на градиент температуры. Пространственная изменчивость свойств почвы определяется механическим составом почвы (табл. 4).

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Для репрезентативного определения ТФК необходимо выявить как суточную динамику этих величин, так и динамику за вегетационный период.

Изменчивость ТФК во времени и в пространстве зависит в первую очередь от влажности почвы. Разность значений ТФК сухих почв, различающихся по механическому составу, меньше разности ТФК тех же почв при нормальной и высокой влажности.

Таблица 3

Изменение теплопроводности $\Delta \lambda$ и среднего суточного градиента температуры $\Delta(\Delta T/\Delta Z)$ на глубине 10 см по экспедиционным данным Пярнуский район ЭССР, 1969—1972 гг.

$\Delta \lambda \cdot 10^6 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град})$		$\Delta(\Delta T/\Delta Z)^\circ \text{C}/\text{см}$	$\Delta \lambda \cdot 10^6 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град})$		$\Delta(\Delta T/\Delta Z)^\circ \text{C}/\text{см}$
Май			Июль		
—41		—0,3	—43		+0,1
—19		—0,2	—10		—0,1
8		—0,2	—24		0,0
—3		0,0	—43		+0,1
—9		—0,5	30		—0,1
12		+0,3	20		—0,1
Июнь			Август		
—6		0,0	—40		+0,1
32		—0,1	—20		—0,1
21		—0,1	35		+0,2

Таблица 4

Изменчивость λ и $\Delta T/\Delta Z$ по площади поля на глубине 10 см

Суглинок			Песок—супесь			Торф		
$\lambda \cdot 10^5$	W%	$\Delta T/\Delta z$	$\lambda \cdot 10^5$	W%	$\Delta T/\Delta z$	$\lambda \cdot 10^5$	W%	$\Delta T/\Delta z$
259	23,0	0,3—0,1	187	8,4	0,50—0,2	43	121	0,10—0,05
278	26,4	0,3—0,1	198	7,9	0,50—0,2	65	183	0,09—0,05
299	26,2	0,3—0,1	158	15,3	0,45—0,2	71	211	0,09—0,05
306	25,6	0,3—0,1	135	12,9	0,40—0,2	51	136	0,10—0,05
221	18,9	0,4—0,1	191	23,0	0,50—0,2	61	163	0,10—0,05

Благодаря относительной пестроте почвенного покрова ТФК в одном хозяйстве могут в одно и то же время различаться в 5—6 раз.

В естественных условиях имеет место большая пространственно-временная изменчивость ТФК в зависимости от механического состава, плотности сложения почвы, содержания органического веще

ства почвы и влажности почвы. Изменения особенно велики в пахотном слое и, как правило, уменьшаются с глубиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н. Влияние мелиоративных воздействий на теплофизические свойства и тепловой режим почвы.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 83—91.
2. Адаменко В. Н. К вопросу изменчивости коэффициента теплопроводности и потока тепла в почву.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 92—100.
3. Герайзаде А. П. К вопросу о линейной зависимости коэффициента температуропроводности от механического состава почв.— «Почвоведение», 1974, № 10, с. 120—123.
4. Забловская А. Г. Глубинный и временной ход тепловых характеристик суглинистой почвы.— «Труды ЛСХА», 1969, вып. 22, с. 243—253.
5. Инт Л. Э. О влиянии осушения на тепловой режим минеральных почв в условиях Эстонской ССР.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 101—109.
6. Инт Л. Э. К вопросу об изменчивости составляющих теплового баланса на осушенных минеральных почвах Эстонской ССР.— «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 70—77.
7. Лехтвеер Р. В. О тепловом режиме пахотного слоя почвы.— «Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 74—77.
8. Лехтвеер Р. В. К методике определения теплового потока в почву.— «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 78—86.
9. Чудновский А. Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., «Наука», 1962. 455 с.

Я. О. Йыги

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МИКРОКЛИМАТА ПОЧВ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ ЮГО-ЗАПАДА ЭСТОНСКОЙ ССР

Решение многих задач, связанных с интенсификацией сельскохозяйственного производства, требует детального учета климатических условий. В Эстонской ССР существенное значение имеет изменчивость микроклимата на малых площадях за счет пестроты почв. Изучение особенностей микроклимата и климата почв по единой программе проводится силами УГМС ЭССР и Эстонской агрометеорологической лаборатории ГГО в течение ряда лет. В настоящее время более подробно изучены микроклиматические особенности холмистого ландшафта республики. На основе данных наблюдений выяснены микроклиматические различия в холмистой местности, а по условиям морозоопасности и тепло-, влагообеспеченности особенности различных местоположений в ряде отдельных хозяйств ЭССР [9, 10].

При постановке экспериментальных исследований в Пярнуском районе, где большие площади временно или постоянно переувлажнены, особое внимание было обращено на изучение изменения теплового баланса и микроклимата под влиянием мелиорации [2, 5]. В данной статье приводится характеристика климата почвы по данным полевых наблюдений за температурой и влажностью почвы а также типологизация их комплексов в условиях приморской равнины юго-западной части республики. Анализ проводится на примере Пярнуского района, отличающегося большой пестротой подстилающей поверхности.

Рациональным методом полевых наблюдений в условиях ЭССР являются горизонтальные профильные микроклиматические наблюдения [8]. Основное преимущество их заключается в том, что данные собираются и анализируются по линиям точек, лежащих на определенном расстоянии в заданном направлении. Такие наблюдения позволяют четко разграничить участки с разными условиями микроклимата и климата почвы.

Цель горизонтальных профильных наблюдений — определение влияния элементов подстилающей поверхности на микроклимат

ческие различия путем анализа информации об изменчивости элементов микроклимата при сдвиге с одной точки на другую [1, 8]. При анализе данных полевых наблюдений для разграничения природно-территориальных комплексов использовался метод информационных градиентов, а для характеристики взаимосвязей метод информационного анализа. Преимуществом метода информационного анализа является возможность сравнения и анализа разнокачественных данных, кроме того, этот метод не требует от исходных данных нормального распределения, линейности и т. д.

Для характеристики взаимосвязи микроклиматических различий с элементами подстилающей поверхности необходимо определить также распределение физико-географических характеристик по профилю. Далее методом информационного анализа рассчитываются значения коэффициента эффективности приема информации $K(B, A)$ от фактора B на явление A [14].

Выбранные характеристики подстилающей поверхности сопоставляются с микроклиматическими поправками, рассчитанными по данным точек наблюдений, располагающихся в пределах однородных участков профиля.

Горизонтальные профильные наблюдения проводились на территории совхоза «Пярну» Пярнуского района ЭССР в течение мая 1973 г. По горизонтальному профилю длиной 800 м было выбрано 26 точек для определения температуры и влажности почвы.

Для характеристики теплового режима почвы принят устойчивый переход средней суточной температуры почвы на глубине 10 см через 10°C [4, 9]. Непосредственное определение средних многолетних характеристик температуры почвы затруднено из-за случайных изменений погоды и ошибок в наблюдениях. Поэтому даты устойчивого перехода средней суточной температуры через 10°C определены расчетным путем. Для исключения случайных колебаний температуры почвы рассчитывались скользящие значения средней суточной температуры. Затем устанавливались связи между средними суточными значениями температуры в микроклиматических точках наблюдений и на метеоплощадках ГМС в виде корреляционных графиков, при помощи которых определялись средние многолетние различия между этими данными, а также даты устойчивого перехода средней суточной температуры почвы через 10°C . Результаты расчетов по материалам наблюдений на юго-западном побережье Эстонии приводятся в табл. 1.

Различия в прогревании почв определяются прежде всего их механическим составом, условиями увлажнения и рельефом, что подтверждается данными других авторов [4, 5, 6, 7]. Расчеты коэффициентов эффективности приема информации также показывают, что территориальная изменчивость по профилю средней суточной температуры почвы находится в наиболее тесной связи с механическим составом почвы ($K(B, A) = 0,81$) и с условиями увлажнения ($K(B, A) = 0,66$).

Весенние запасы влаги определялись по точкам профиля в слое почвы 0—30 см, где находится основная масса корней яровых посе-

вов и многолетних трав, являющихся ведущими культурами в юго-западной части ЭССР [4].

Как видно из данных табл. 2, самое большое влияние на распределение влагозапасов почвы оказывает рельеф. Наиболее засушли-

Таблица 1

Средние многолетние характеристики термического режима почвы на глубине 10 см в точках горизонтального профиля Совхоз „Пярну“, весна 1973 г.

Номер точки	Характер подстилающей поверхности	Различия в температуре по сравнению с ГМС Пярну	Дата устойчивого перехода температуры через 10°C
ГМС Пярну	Песок, морской берег	—	4 V
1	Супесь, бровка	-1,4	10 V
5	Супесь, северный склон	-1,4	10 V
9	Песок, требует осушения	-1,5	10 V
16	Песок, осушенный канавами	-1,7	11 V
22	Супесь, осушенная гончарным дренажем	-2,0	12 V
26	Супесь, осушенная гончарным дренажем	-2,1	12 V

Таблица 2

Условия увлажнения почвы по горизонтальному профилю Совхоз „Пярну“, весна (25 мая 1973 г.)

Номер точки	Характер подстилающей поверхности	Запасы влаги, мм	$k = \frac{W_i}{W_{оп}}$
1	Супесь, бровка	60,5	0,53
3—5	Супесь, северный склон	104,8	0,92
7—11	Песок, требует осушения, наклонная равнина	166,2	1,46
14—18	Песок, осушенный канавами, равнина	143,8	1,26
21—26	Супесь, осушенная гончарным дренажем, равнина	114,1	1,00

Примечание. W_i —запасы влаги (мм) в точке i , $W_{оп}$ —оптимальные запасы влаги, мм.

выми оказываются вершины (бровки), наиболее влажными — подножия склонов на ровном месте [18]. Другим важным фактором под влиянием которого возникают различия влагозапасов почвы является осушение. Влажность почвы на переувлажненном участке более чем на 50 мм превышает влажность на участке, осушенном гончарным дренажем. Относительные характеристики режим

Типология климата почвы на юго-западном побережье Эстонской ССР
Весна

Условия увлажнения почвы по коэффициенту <i>k</i>	Даты устойчивого перехода средней суточной температуры почвы через 10°C на глубине 10 см			
	4 V и раньше	5—8 V	9—12 V	13—16 V 16 V и позднее
0,7	Очень теплый и недостаточно увлажненный	Теплый и недостаточно увлажненный	Умеренно теплый и недостаточно увлажненный	Умеренно холодный и недостаточно увлажненный
0,7—1,3	Очень теплый и достаточно увлажненный	Теплый и достаточно увлажненный	Умеренно теплый и достаточно увлажненный	Умеренно холодный и достаточно увлажненный
1,3	Очень теплый и избыточно увлажненный	Теплый и избыточно увлажненный	Умеренно теплый и избыточно увлажненный	Умеренно холодный и избыточно увлажненный

Характеристика основных типов климата почвы сельскохозяйственных угодий
юго-западного побережья Эстонской ССР
Весна

Оценка увлажненности по отношению к мелiorации	Условия рельефа	Характеристика почвы	Дата перехода температуры почвы на глубине 10 см через 10°C	Условия увлажненности	Тип климата почв
Мелiorации не требуются	Бровка	Песок	5—8 V	0,7 и ниже	Теплый и недостаточно увлажненный
		Супесь	9—12 V	0,7 и ниже	Умеренно теплый и недостаточно увлажненный
	Южный склон 10°	Суглинок	13—16 V	0,7 и ниже	Умеренно холодный и недостаточно увлажненный
		Песок	4 V и раньше	0,7 и ниже	Очень теплый и недостаточно увлажненный
	Северный склон 10°	Супесь	5—8 V	0,7 и ниже	Теплый и недостаточно увлажненный
		Суглинок	9—12 V	0,7 и ниже	Умеренно теплый и недостаточно увлажненный
		Песок	5—8 V	0,7—1,3	Теплый и достаточно увлажненный
		Супесь	9—12 V	0,7—1,3	Умеренно теплый и достаточно увлажненный

	Суглинок	13—16 V	0,7—1,3	Умеренно холодный и достаточно увлажненный
Равнина	Песок	5—8 V	0,7—1,3	Теплый и достаточно увлажненный
	Супесь	9—12 V	0,7—1,3	Умеренно теплый и достаточно увлажненный
	Суглинок	13—16 V	0,7—1,3	Умеренно холодный и достаточно увлажненный
Требуется осушение	Песок	16 V и позже	1,3 и более	Холодный и избыточно увлажненный
	Супесь	16 V и позже	1,3 и более	Холодный и избыточно увлажненный
	Суглинок	16 V и позже	1,3 и более	Холодный и избыточно увлажненный
Осушено	Песок	5—8 V	0,7—1,3	Теплый и достаточно увлажненный
	Супесь	9—12 V	0,7—1,3	Умеренно теплый и достаточно увлажненный
	Суглинок	13—16 V	0,7—1,3	Умеренно холодный и достаточно увлажненный

увлажнения почв, полученные в виде коэффициента $k = (W_c / W_{оп})$, являются более надежными при кратковременных наблюдениях, нежели абсолютные значения влажности почвы [18]. В качестве оптимальных приняты влагозапасы, составляющие 60—80% полевой влагемкости [17]. Оптимальным условиям больше всего соответствуют влагозапасы на участке, осушенном дренажем. Значения коэффициента k изменяются под влиянием рельефа и степени мелиорации от 0,53 до 1,46.

Так как распределения температуры и влажности почвы по профилю выражены в единой системе единиц, т. е. в информационных

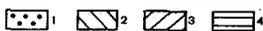
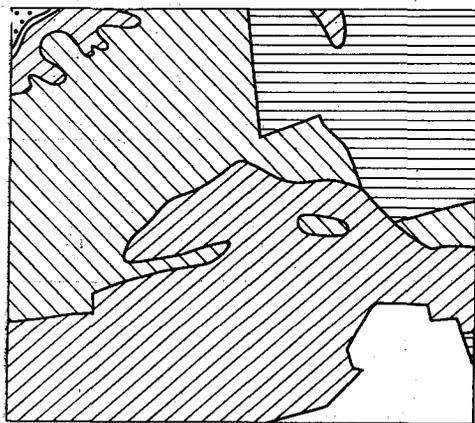


Рис. 1. Фрагмент крупномасштабной карты распределения типов микроклимата почвы. Весна.

Микрорайоны: 1 — умеренно теплый и недостаточно увлажненный, 2 — умеренно теплый и достаточно увлажненный, 3 — умеренно холодный и достаточно увлажненный, 4 — холодный и избыточно увлажненный.

мерах, не представляет трудности выделение на профиле разных комплексов из вышеуказанных элементов климата почвы. На горизонтальном профиле изменения комплексов температуры и влажности почвы в наибольшей степени обуславливаются воздействием мелиоративных мероприятий, механическим составом почвы и рельефом.

Критериями при определении типов климата почвы являются: по термическому режиму почвы — устойчивый переход средней суточной температуры на глубине 10 см через 10°C; по условиям увлажнения — значения коэффициента k .

В табл. 3 представлены все возможные комбинации температуры и влажности

почвы, типологизированные по вышеуказанным критериям.

Результаты сопоставления типов климата почвы с характеристиками подстилающей поверхности представлены в табл. 4. Кроме вышеизложенных материалов прямых наблюдений, использованы литературные источники по изучению климата почв данной территории [2, 4, 11]. Как видно из табл. 4, по всей территории юго-западной части побережья Эстонии встречается 8 основных типов климата почвы.

На основе выполненных разработок по климату почв составлена крупномасштабная карта для территории совхоза «Пярну» Пярнского района по данным табл. 4 и почвенной карте хозяйства. Площадь территории порядка 200 га (рис. 1).

Как видно из рис. 1, в конкретных условиях встречаются лишь четыре типа климата почвы. Среди них умеренно теплый и недост

точно увлажненный охватывает 0,3% территории, умеренно теплый и достаточно увлажненный — 41,8%, умеренно холодный и достаточно увлажненный — 46,8% и холодный и избыточно увлажненный — 11,1% всей площади. Наиболее распространенными являются только два типа климата почвы (умеренно теплый и достаточно увлажненный, а также умеренно холодный и достаточно увлажненный), которые занимают 88,6% всей площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арманд А. Д. Метод информационных градиентов в географическом районировании.— «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1973, № 3, с. 104—114.
2. Влияние мелиорации на водный режим и климатические условия. Материалы конференции. Таллин, 1973.
3. Гольдберг И. А. Современное состояние и задачи в области климатического картографирования СССР.— В кн.: Тематическое картографирование в СССР. Л., «Наука», 1967, с. 84—90.
4. Инт Л. Э. Некоторые данные о климате основных типов почв Эстонской ССР.— «Труды ГГО», 1965, вып. 180, с. 89—102.
5. Инт Л. Э. К вопросу об изменчивости составляющих теплового баланса на осушенных почвах в Эстонской ССР.— «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 70—77.
6. Каринг П. Х., Иыги Я. О. К методике составления и анализа крупномасштабных микроклиматических карт при помощи ЭВМ.— «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 3—16.
7. Методические указания по составлению микроклиматических карт территорий колхозов и совхозов. М., Гидрометеиздат, 1968, 75 с.
8. Пузаченко Ю. Г., Мошкин А. В. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях.— В кн.: «Итоги науки, сер. геогр. Медицинская география». Вып. 3, М., 1969, с. 5—73.
9. Раудсепп Х. О картировании микроклимата на основе крупномасштабных почвенных карт.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 237—247.
10. Романова Е. Н. Методика исследования влажности почвы в условиях холмистого рельефа ЭССР.— «Труды ГГО», 1974, вып. 339, с. 17—24.
11. Jõgi J. Mikrokliima tüpoloogilise komplekskaardi koostamisest suuremõtkavalise mullastikukaardi alusel.— „EMMTUI Teaduslike tööde”, k. 32, Tallinn, 1974, lk. 125—136.

Г. Касперавичене

О СОСТАВЛЕНИИ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ КАРТ АЛЬБЕДО

Для оценки энергетических ресурсов сельскохозяйственных угодий необходимо иметь микроклиматические характеристики не только приходной части радиационного баланса (суммарной радиации, ФАР), но и его расходов (отраженной радиации, длинноволнового излучения). Для изучения закономерностей распределения количества отраженной радиации в крупном масштабе нужно установить и картировать площадные показатели альbedo различных деятельных поверхностей, входящих в состав изучаемой территории.

Для составления микроклиматических карт отдельных метеорологических элементов с учетом деятельных поверхностей имеется общая методика, предложенная Литовской агрометеорологической лабораторией [2, 5, 6]; однако в данном случае она нуждается в специальной разработке применительно к альbedo. Дело в том, что альbedo зависит не от всех факторов, определяющих возникновение микроклиматических различий большинства метеорологических элементов, а только от некоторых из них. Главным фактором определяющим территориальные различия альbedo, являются особенности строения подстилающей поверхности, покрытой различной растительностью (леса, лугами), водных бассейнов и голых земельных участков.

Анализ показателей альbedo показал, что отражательные способности этих поверхностей отличаются друг от друга больше, чем внутри каждой из них в отдельности. Влияние почвенных различий в Литовской ССР незначительно из-за того, что поля здесь в большинстве случаев покрыты дикой или культурной растительностью, которая и определяет различия альbedo этих полей. Влияние влагосодержания почвы является главным образом причиной временных, а не территориальных изменений альbedo. Формы рельефа также прямого влияния на отражательную способность подстилающей поверхности не имеют.

Исходя из этого, карты деятельных поверхностей, служащие основой картирования альbedo, можно значительно упростить путем проведения контуров ограниченного количества поверхностей с весьма четкими различиями отражательной способности.

После предварительного просмотра и сравнения данных точек

ных измерений альbedo различных поверхностей оказалось достаточным выделение на картах-основах следующих комплексных деятельных поверхностей: 1) водные поверхности E , 2) болота B , 3) травяная растительность Z , 4) пашни A , 5) леса M , 6) голые грунты G , 7) кустарники K . Также выяснилось, что по отражательной способности существенно отличаются друг от друга лиственные M^2 , хвойные M^1 леса и луга Z , что должно отразиться на картах-основах.

Карты-основы для крупномасштабного микроклиматического картирования альbedo удобно составлять по данным планов земельных угодий в рабочем масштабе $M=1:10\,000$. Анализ структуры деятельных поверхностей в различных географических районах Литовской ССР показал, что такой масштаб удобен для крупномасштабного районирования альbedo по всей Литовской ССР. Деятельные поверхности более одного гектара в таком масштабе можно показать ареалами с соответствующими условными знаками. Деятельные поверхности меньше одного гектара, но с очень яркими различиями альbedo, можно показать с помощью немасштабных обозначений.

Принцип использования площадных характеристик для микроклиматического картирования альbedo состоит в том, что для каждого ареала подбирается одна осредненная характеристика альbedo. Для этого необходимо разработать шкалу альbedo, отдельные интервалы которой объединили бы поверхности с близкими его значениями. Для составления такой шкалы использованы данные автора [1, 4], а также данные, взятые из [3, 7, 8, 9].

Имея в виду, что отражательная способность отдельных подстилающих поверхностей меняется в течение года, например показатель альbedo травяной растительности колеблется в пределах 7—25%, лиственных лесов — 11—20% [8, 9], оказалось целесообразным составление двух шкал. Картирование при этом проводится отдельно для весны, когда снега уже нет, но вегетация сельскохозяйственных культур еще не началась (апрель), и для лета, когда большинство сельскохозяйственных культур находится в фазе созревания (июль):

Для определения шкалы площадных показателей альbedo использован график (рис. 1 а и б), на котором нанесены точечные характеристики альbedo различных, распространенных в республике деятельных поверхностей. Для весеннего периода шкала получилась трехступенчатой: в первую группу со значениями альbedo 2,5—7,5% (в среднем 5%) входят водные поверхности E и переувлажненные в это время поверхности лугов Z^u и болот B^u ; вторую группу с показателями альbedo 7,5—12,5% (в среднем 10%) составляют пашни (голые поля A^1 и покрытые озимыми культурами A^2), леса (хвойные M^1 и лиственные M^2) и кустарники K^1, K^2 ; третью группу составляют суходольные луга (пастбища Z^1 и залежи Z^2), альbedo которых в это время находится в пределах 12,5—17,5% (в среднем 15%).

В качестве стандартного значения альbedo, по которому опре-

делялись микроклиматические различия альbedo для весеннего периода, принято $\alpha=10\%$ ($\pm 2,5\%$), поскольку в этом диапазоне колеблется весной альbedo большинства деятельных поверхностей. Шкала площадных показателей альbedo для летнего периода получилась пятиступенчатой (рис. 1 б). Первую группу с альbedo от 2,5 до 7,5% (в среднем 5%) составляют только водные поверхности *E*. Во вторую группу с альbedo от 7,5 до 12,5% (в среднем 10%) входят хвойные леса *M*¹ и кустарники *K*¹. В третью группу

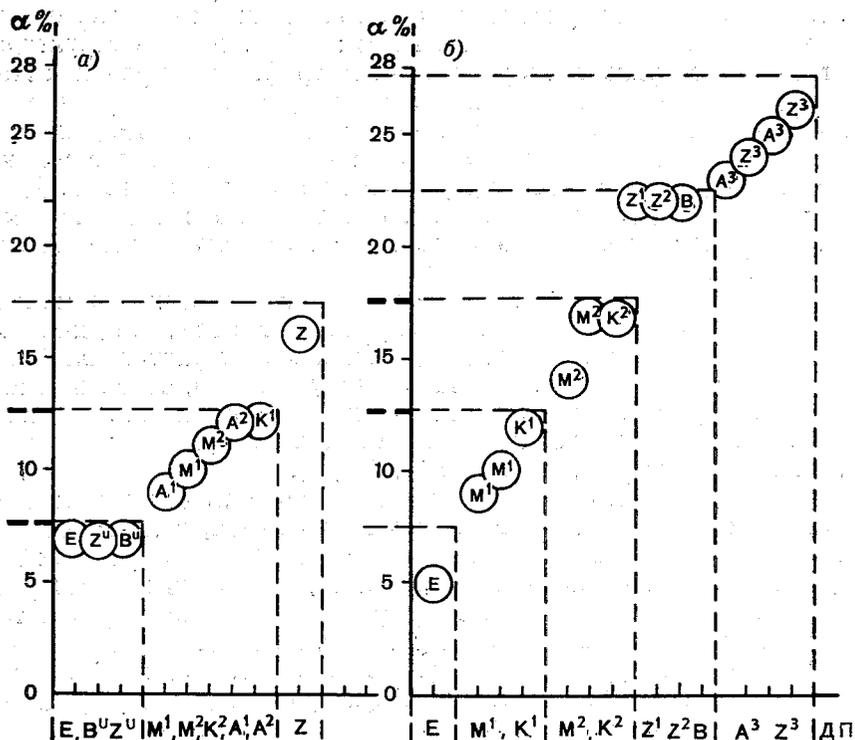


Рис. 1. Показатели альbedo различных деятельных поверхностей.
а — весна, б — лето. ДП — деятельные поверхности, остальные буквенные обозначения пояснены в тексте.

с альbedo от 12,5 до 17,5% (в среднем 15%) попадают лиственные леса *M*² и кустарники *K*². Четвертая группа с альbedo от 17,5 до 22,5% (в среднем 20%) объединяет сугродольные пастбища *Z*¹, залежи *Z*² и моховые болота *B*. Пятую группу с альbedo от 22,5 до 27,5% (в среднем 25%) составляют обрабатываемые поля сельскохозяйственных культур *A*³ и остальные (не вошедшие в четвертую группу) поверхности, покрытые травяной растительностью. В качестве стандарта для определения микроклиматических различий за летний период принято $\alpha=15\%$ ($\pm 2,5\%$). Это значение характеризует основное натуральное растительное сообщество данной клима-

тической зоны — лиственные леса. Шаг обеих шкал ($\pm 2,5\%$) соответствует средней точности определения характеристик альbedo деятельных поверхностей.

Как видно из рис. 1, количество ступеней микроклиматических различий альbedo не совпадает с количеством деятельных поверхностей, показанных на карте-основе. Поэтому при картировании микроклиматических различий альbedo с заданной точностью ($\pm 2,5\%$) необходимо провести дальнейшую генерализацию карты путем объединения в один ареал тех деятельных поверхностей, которые входят в один интервал осредненной шкалы различий альbedo. Из рис. 1 видно, что такую генерализацию нужно провести для каждого сезона отдельно.

Укрупненные таким образом ареалы выделяются специальными площадными условными обозначениями. В отдельных случаях, когда большие микроклиматические различия альbedo наблюдаются на ограниченных площадях, их показывают на карте-основе немасштабными условными обозначениями. В итоге получается микроклиматическая карта, условные обозначения которой характеризуют отклонения альbedo от выбранного стандарта, а очертания ареалов показывают границы распределения этих величин.

Образец карты-основы, показанный на рис. 2 а, представляет собой часть территории колхоза им. В. Рекашюса (Плунгеский район, ЛитССР) площадью 10 км². Способ графического обозначения деятельных поверхностей ясен из легенды.

Микроклиматическая карта альbedo (рис. 2 б) построена с использованием карты-основы. Масштаб и величина изображенной поверхности на обеих картах одинаковы.

Карты такого рода хорошо отражают микроклиматические различия альbedo на исследуемой территории. Они также пригодны для определения картометрическим путем других характеристик распределения альbedo, например относительной площади, занятой положительными и отрицательными микроклиматическими различиями (в процентах от общей площади ареала), частоты территориальной изменчивости альbedo, асимметрии его распределения и т. п. В частности, с использованием рис. 2 б и методики [5, 6] нами установлено, что в июле значительные отклонения альbedo от нормы распространены на 99% территории колхоза им. В. Рекашюса. Линейная изменчивость альbedo (измерена на десяти отрезках, проложенных на рис. 2 б, суммарная длина которых составляет 37 км) в этом месяце равна 0,54. Положительные отклонения альbedo занимают 3% общей площади, охваченной микроклиматическими отклонениями, площадная асимметрия $C_F=0,72$, амплитуда микроклиматических различий альbedo A_x , установленная по рис. 1 а, в данном случае достигает 15%.

Путем картометрии аналогичной схемы для апреля получены следующие показатели: микроклиматическими отклонениями различного знака охвачено 34% территории, линейная изменчивость 8, $C_F=0,88$, $A_x=9\%$.

Если распределение деятельных поверхностей на карте-основе

соответствует характеру их распределения в окружающей местности, то величина полученных микроклиматических различий и обнаруженных особенностей их территориального распределения также будут характерны для всего исследуемого района. Крупномасштабная микроклиматическая карта таким образом становится определенным эталоном для получения показателей альbedo, необ-

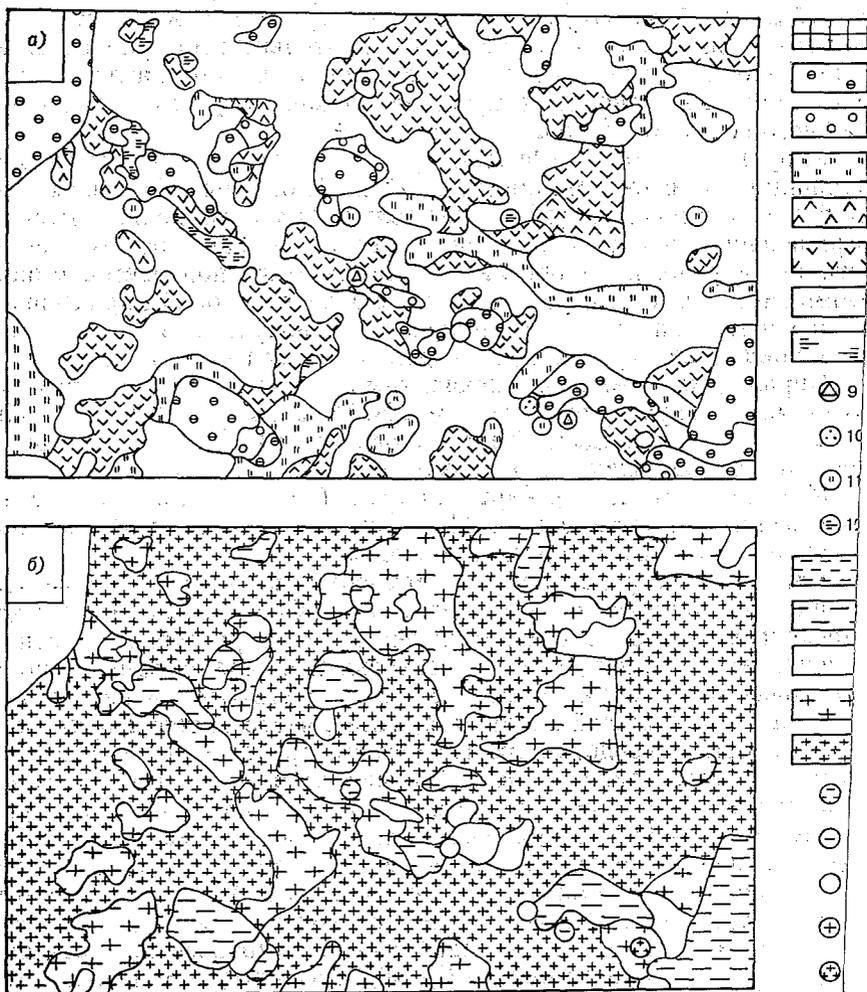


Рис. 2. Схема деятельных поверхностей (а) и распределения альbedo в июле (б). Деятельные поверхности: 1 — водные поверхности, 2, 9 — хвойные леса и кустарники, 3, 11 — лиственные леса и кустарники; 4, 11 — луга, 5 — пастбища, 6 — залежи, 7 — пашни, 12 — болота.

Отклонения альbedo от нормы: 13, 18 — ареалы с большими отрицательными отклонениями ($\Delta\alpha > -10\%$), 14, 19 — ареалы со средними отрицательными отклонениями ($\Delta\alpha = -5, -10\%$), 15, 20 — ареалы без существенных отклонений ($\alpha = 15\% \pm 2,5\%$); 16, 21 — ареалы со средними положительными отклонениями ($\Delta\alpha = 5-10\%$), 17, 22 — ареалы с большими положительными отклонениями ($\Delta\alpha > 10\%$).

ходимых для соответствующего районирования территории в более мелком масштабе.

Изучение особенностей территориального распределения альbedo и районирования Литовской ССР по различиям альbedo является предметом дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kasperavičienė G. Kai kurios dirvos paviršiaus albedo ypatybės.—Кн.: Hidrometeorologiniai straipsniai, 4 t. Vilnius, 1971, psl. 197—201.
2. Kaušyla K. Mikroklimata formuojančių, (veikliųjų,) paviršių išskyrimo ir kartografavimo principai.—Кн.: Hidrometeorologiniai straipsniai, 3 t. Vilnius, 1970, psl. 177—191.
3. Зубенок Л. И. Измерение альbedo некоторых растительных покровов.—«Труды ГГО», 1949, вып. 18(80).
4. Касперавичене Г. Дневной ход альbedo соснового леса.—«Труды АН Лит. ССР, сер. Б», 1965, т. 2, с. 201—211.
5. Каушила К. О выделении и картировании сложных и комплексных деятельных поверхностей.—В кн.: Статьи по гидрометеорологии. Т. 3. Вильнюс, 1971, с. 149—158.
6. Каушила К. О составлении микроклиматических карт с помощью картограмм деятельных поверхностей.—В кн.: Статьи по гидрометеорологии. Т. 5. Вильнюс, 1972, с. 173—179.
7. Мухенберг В. В. Закономерности распределения альbedo и поглощенной солнечной радиации на земном шаре. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. Л., 1969.
8. Плешкова Т. Т. Альbedo растительного покрова.—«Труды ГГО», 1955, вып. 46, с. 120—124.
9. Руднев М. И. Исследование радиационного режима лесной растительности.—В кн.: Исследование генезиса климата. М., Изд. АН СССР, 1974, с. 214—238.
10. Сивков С. И. Географическое распределение эффективных величин альbedo водной поверхности.—«Изв. ВГО», 1952, т. 84, вып. 2.

Г. Аргустайте, К. Каушила

ВЛИЯНИЕ ДРЕНАЖА НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ В ХОЛОДНОЕ ВРЕМЯ ГОДА

Особенности формирования весенних влагозапасов зависят от погодных условий холодного времени года. В Южной Прибалтике возможны три главных варианта формирования весенних влагозапасов. В случае дождливых осеней почва полностью насыщается влагой еще перед наступлением морозов и главным фактором, формирующим весенние влагозапасы, является осеннее увлажнение. Зимние осадки в данном случае почти полностью переходят в сток весеннего половодья. В годы, когда холодные зимы наступают после сравнительно сухих осеней, почвенные влагозапасы в значительной степени пополняются ранней весной за счет тающего снежного покрова. В годы, когда после сухих осеней следуют мягкие зимы, восстановление почвенных влагозапасов происходит в течение всего осенне-зимнего сезона.

В эти варианты режима формирования почвенной влаги известные коррективы вносит наличие дренажа. В случае глубоких зим с значительным промерзанием почвы влияние дренажа заведомо не существенно. Дрены или пустуют или сбрасывают излишки грунтовых вод из более глубоких горизонтов. При наличии значительных оттепелей и непостоянной мерзлоте влияние дренажа на зимний режим почвенной влаги должно стать более заметным, но оно до сих пор как следует не изучено.

Цель настоящей работы — определить изменения водного режима почвы, вызванные наличием дренажа в условиях мягких зим. Для этого были проведены комплексные воднобалансовые наблюдения на двух (дренированном и недренированном) полях опытного полигона «Вилайнай» (Кедайняйский район Литовской ССР), расположенных на равнине с легкосуглинистыми почвами, часть которых покрыта многолетними травами, а другая — вспахана для посева яровых. Кроме общих наблюдений над температурой воздуха, осадками и снежным покровом, на всех четырех вариантах опыта велись наблюдения над глубиной промерзания и оттаивания почвы.

влагозапасами метрового слоя и стоком. Наблюдения проводились стандартными приборами по методике и в сроки, принятые в УГМС для воднобалансовых наблюдений [1].

Для настоящего исследования использованы данные за два сезона осенне-зимних наблюдений (1972-73 и 1973-74 гг.). Оба сезона отличались чередованием небольших (до -10°C) морозов и длительных (до двух декад) оттепелей, непостоянством и скудностью снежного покрова (в общем, менее 10 см), незначительной глубиной промерзания почвы (до 50—60 см) и неоднократным оттаиванием ее верхних слоев. Повторяемость таких зим в исследуемом районе составляет около 25% [2], что вообще характерно для многих отдаленных от Балтийского моря районов южной Прибалтики.

Имели место и некоторые различия погодных условий, по-разному влиявшие на режим компонентов водного баланса. Осень 1972 г. была более дождливой, почвенные влагозапасы зимой 1972-73 г. превышали полевую влагоемкость и с дренированных участков глубиной осенью наблюдался постоянный дренажный сток. В начале зимы 1973-74 г. почва не была полностью насыщена и поздней осенью дренажный сток практически отсутствовал. Зимой 1972-73 г. высота снежного покрова никогда не превышала 5 см, и он три раза стаивал. Но во время оттепелей верхние слои почвы оттаивали только до глубины 10—20 см, из-за чего поверхностный и дренажный сток был малоинтенсивен (в среднем менее 1 мм/сутки). В начале зимы 1973-74 г. высота снежного покрова достигла 20 см, однако в последних числах декабря он полностью растаял и больше не появлялся. Во время двух основных оттепелей почва оттаяла полностью и появился значительный поверхностный и дренажный сток, интенсивность которого достигла соответственно 3 и 7 мм/сутки. К началу весны 1974 г. поверхностный сток с недренированных участков прекратился, но интенсивность дренажного стока увеличилась до 12 мм/сутки.

В обе зимы отмечены различия гидрологического режима дренированных и недренированных почв. Глубина промерзания дренированных почв была на 5 см больше, чем недренированных. Поверхностный сток с дренированных полей наблюдался только в первые дни значительных оттепелей. После частичного оттаивания почвы он менялся дренажным стоком. На величину стока заметное влияние оказывала и структура поверхности почвы. Поверхностный сток, как правило, был более интенсивным с полей, покрытых многолетними травами, а дренажный сток оказался интенсивнее со вспаханных полей, как более влагоемких и водопроницаемых.

Различия режима рассмотренных компонентов водного баланса трезились и на общих влагозапасах (табл. 1). В 1972-73 г. влагозапасы метрового слоя почвы на недренированных участках почти всю зиму держались между 320 и 370 мм. На дренированных участках они колебались между 240 и 280 мм. В 1973-74 г. на всех полях наблюдался постепенный рост влагозапасов примерно от 230 до 70 мм на дренированных участках и до 320 мм на недренированных. Различия между влагозапасами дренированного и недренированного участков в дерновом слое почвы под многолетними травами

Запасы общей влаги в почве на опытных полях полигона „Вилайиш“

Участок	Зима 1972-73 г.						Зима 1973-74 г.						
	28 XI	28 XII	28 I	18 II	26 II	28 III	28 XI	28 XII	28 I	18 II	26 II	18 III	28 III
Многолетние травы													
Дренажный	57	61	83	97	71	61	74	82	86	76	103	92	73
Недренированный	280	242	282	279	266	238	230	252	256	269	276	282	270
Разница	76	73	94	115	71	84	62	90	91	75	101	97	79
Дренажный	322	280	374	377	330	391	241	267	278	292	293	274	319
Недренированный	19	12	11	18	0	23	-12	8	5	-1	-2	5	6
Разница	42	38	92	98	69	153	11	15	22	23	17	-6	49
Зябь													
Дренажный	64	67	79	77	77	75	77	92	97	117	106	106	69
Недренированный	250	242	289	245	263	263	224	245	264	303	289	289	254
Разница	80	80	109	115	99	99	67	77	107	91	108	108	80
Дренажный	325	328	397	363	376	376	207	252	291	269	293	293	315
Недренированный	16	13	30	36	24	24	-10	-15	10	-26	2	2	11
Разница	75	86	108	118	113	113	-17	7	27	-34	4	4	61

зимой 1972-73 г. стали заметными уже в начале сезона (рис. 1). После замерзания почвы граница зоны наибольших различий постепенно уходила все глубже вместе с нижней границей мерзлого слоя. Во второй половине зимы наибольшие различия (до 20 мм в 10-см слое) наблюдались уже в нижних горизонтах почвы. В верхних слоях различия исчезли во время оттепелей и вновь появились только после полного оттаивания почвы. Наибольшие различия почвенных влагозапасов на участках вспаханного поля в начале зимнего сезона 1972-73 г. наблюдались в подпахотном слое, но в общем они подвергались временным колебаниям, как и на полях с многолетними травами.

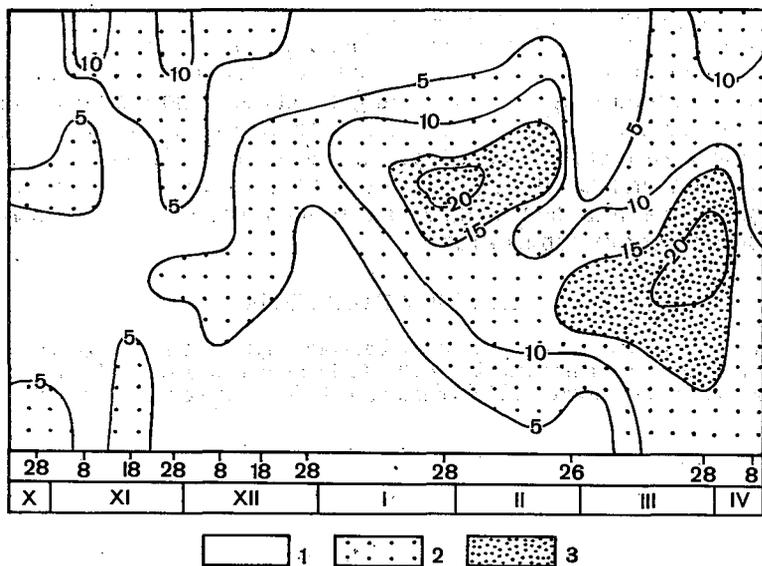


Рис. 1. Различия общих влагозапасов дренированных и недренированных полей ΔW под многолетними травами в многоводную и малоснежную зиму (1972-73 г.).

Различия в 10-см слое почвы, мм: 1 — менее 5 мм, 2 — от 5 до 15 мм, 3 — более 15 мм.

Зимой 1973-74 г. из-за неполного насыщения почвы влагой различия между влагозапасами на дренированном и недренированном частках опытных полей не выходили за пределы точности измерений.

О суммарной величине влияния дренажа можно судить по различиям общих влагозапасов метрового слоя почвы. Эти различия на участках поля многолетних трав в начале зимы 1972-73 г. составили около 40 мм, а на поле зяби они были в два раза больше. В середине зимы они увеличились соответственно до 90 и 110 мм, предвесенний период превысили 150 мм. Зимой 1973-74 г. макси-

мальные различия в метровом слое почвы не превышали 25 мм и только в предвесенний период приблизились к уровню 50 мм, т. е. были в 3—4 раза меньше.

Из всего вышесказанного следует, что влияние дренажа на влагозапасы в холодное время года главным образом зависит от осеннего увлажнения. Это влияние хорошо заметно тогда, когда почва с осени переувлажнена. Появление устойчивой мерзлоты способствует сохранению различий в мерзлом слое и даже частичному их увеличению в горизонтах, лежащих под этим слоем. Временное оттаивание верхних горизонтов способствует выравниванию различий влагозапасов. Полное, хотя и кратковременное оттаивание почвы способствует быстрому отводу излишка влаги в более глубокие горизонты грунтов и в дренажную сеть.

В общем итоге, в условиях, вызывающих значительное перенасыщение почвы влагой, дренаж уменьшает весенние влагозапасы метрового слоя почвы примерно до 40% по сравнению с влагозапасами недренированного поля. В условиях недостаточного насыщения влияние дренажа в зимнее время уменьшается в 2—3 раза и становится несущественным. Дренажный сток в таких условиях или вообще прекращается или обеспечивается только подачей грунтовых вод из более глубоких горизонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические указания управлениям Гидрометслужбы. Расчет водного баланса сельскохозяйственных полей. № 80. Л., Гидрометеиздат, 1971. 31 с.
2. Справочник по климату СССР. Вып. 6, ч. 4. Л., Гидрометеиздат, 1968.

И. Игнатавичене

О МЕТОДИКЕ КАРТИРОВАНИЯ ОСАДКОВ, ЗАДЕРЖАННЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫМИ КУЛЬТУРАМИ

Получение высоких урожаев на культурных пастбищах и других сельскохозяйственных угодьях Литовской ССР во многом зависит от внедрения искусственного дождевания. Для успешного проведения данного мероприятия требуется оценка и учет микроклиматических различий отдельных компонентов водного баланса почвы, в том числе и количества осадков, задержанных растительностью, которое меняется в зависимости от степени развития сельскохозяйственных культур и может достигать 55% количества выпавших за отдельные межфазные периоды осадков [1, 2, 4]. Задержанные культурной растительностью осадки необходимо учитывать при установлении дифференцированных норм дождевания. Наиболее удобно это делать путем предварительного составления соответствующих микроклиматических карт. В данной статье представлена методика картирования показателей осадков, задержанных сельскохозяйственными культурами. Цель составления карты задержанных осадков — охарактеризовать особенности их распределения на различных сельскохозяйственных угодьях.

Для составления карт задержанных осадков могут быть использованы: а) коэффициент задержания (в мм/г), показывающий количество воды, задержанной на единице веса зеленой массы растений; б) максимально возможное разовое количество задержанных осадков (в мм), т. е. слой воды, остающейся на поверхности растений при полном их смачивании после одного дождя; в) сумма задержанных осадков (в мм) за определенный период (месяц, год). Для крупномасштабного картирования лучше всего подходит максимально возможное разовое количество задержанных осадков. Этот показатель наиболее четко реагирует на различия основных метрических показателей и состояния растительного покрова (высоты, веса зеленой массы, густоты). Разовое количество задержанных осадков является различным для отдельных морфометрических групп растений. В одной и той же морфометрической группе

растений оно меняется в зависимости от степени развития растений и структуры посевов.

Поскольку главным фактором, определяющим территориальные колебания количества задержанных осадков, является распределение биометрических показателей и густоты растений на полях картируемой территории, то в качестве карты-основы максимально возможного разового количества задержанных осадков наиболее удобно использовать планы севооборотов отдельных хозяйств, на которых показаны границы распределения отдельных сельскохозяйственных культур. На этих картах-основах также должны быть обозначены необходимые биометрические показатели. Из материалов наблюдений за 1975 г. в пос. Воке следует, что в условиях волнистого рельефа внутри одного поля биометрические показатели растений и структура посевов меняются незначительно (в пределах точности наблюдений), следовательно, каждое поле может быть охарактеризовано одной величиной избранного биометрического показателя и средним для данного поля значением густоты растений. Тем более это относится к условиям ровного места. Однако при наличии неблагоприятных для растений явлений погоды (например, града, заморозков) ущерб на разных участках одного и того же поля может быть различным. В таких условиях на карте-схеме необходимо выделить участки со значительным процентом пострадавших растений и для них определить свои показатели.

Таким образом, при составлении микроклиматической карты задержанных осадков для территорий с ровным и волнистым рельефом достаточно на карте-схеме севооборотов данного хозяйства указать границы между площадями, засеянными различными сельскохозяйственными культурами, и особо выделить участки, где растения пострадали от неблагоприятных явлений погоды. Поскольку морфометрически похожие сельскохозяйственные культуры имеют одинаковую задерживающую способность, целесообразно провести генерализацию карты-основы и объединить такие культуры в более крупные морфометрические группы. Поэтому в условиях ровного места и волнистого рельефа на карте выделяется столько поверхностей, сколько в картируемом хозяйстве обнаружено морфометрических групп сельскохозяйственных растений. В случае наличия неблагоприятных явлений погоды число деятельных поверхностей увеличится, поскольку внутри каждого, объединенного по морфометрическим признакам ареала выделяются участки с нормально развивающимися и с поврежденными растениями.

На полях с холмистым рельефом, покрытых травяной растительностью, обнаруживается изменение биометрических показателей, следовательно, и количества задержанных осадков в пределах одного поля севооборота. Это изменение на искусственно орошаемых культурных пастбищах главным образом зависит от крутизны склонов. Поэтому на полях с резко пересеченным рельефом, используемых под культурные пастбища, количество выделенных на карте-схеме деятельных поверхностей будет зависеть от степени пересеченности рельефа. Учитывая классификацию склонов А. Басалика

[5], в данном случае все деятельные поверхности рекомендуется объединить в пять генетических групп: 1) понижения и плоские вершины холмов (крутизной 1—3°); 2) пологие склоны (3—7°); 3) крутоватые склоны (7—11°); 4) крутые склоны (11—15°); 5) низкие места (0—1°).

Поскольку картируемый показатель зависит от степени развития сельскохозяйственных культур, для оценки микроклиматических различий количества задержанных осадков желательнее иметь несколько микроклиматических карт для различных моментов времени, соответствующих срокам дождевания по фазам развития растений.

Таблица 1

Биометрические параметры и максимально возможное разовое количество задержанных осадков
Экспериментальное хозяйство Т. Воке, 7 июля 1975 г.

Сельскохозяйственная культура	Средняя высота стеблей, см	Вес зеленой массы, г/см ²	Число стеблей на 1 м ²	Количество задержанных осадков, мм
Ячмень	86	—	616	0,36
Озимая рожь	129	—	658	0,93
Овес	57	—	652	0,53
Ледвенец рогатый	—	0,21	—	0,72
Сераделла	—	0,20	—	0,71
Люцерна	—	0,16	—	0,57
Разнотравье	—	0,30	—	1,07
Люпин	—	49,64	70	0,63
Картофель	—	123,00	30	1,32
Кукуруза	—	100,64	9	0,24

Для многолетних трав в течение всего вегетационного периода, для других культур в отдельные межфазные периоды постоянным во времени является коэффициент задержания (соотношение средней взвешенной величины максимального разового количества задержанных осадков и веса зеленой массы растений, мм/г). В данном случае целесообразно построение микроклиматической карты использованием данного показателя для периода, когда территориальные различия задержанных осадков наибольшие. Таким условиям обычно отвечает период между фазами молочной и восковой зрелости озимой ржи. В этот период на территории Литовской ССР при отсутствии дождей растения обычно страдают от недостатка влаги.

В качестве конкретного примера рассмотрим крупномасштабную карту разового количества задержанных осадков 7 июля 1975 г.

для экспериментального хозяйства Т. Воке Вильнюсского района и карту разового количества задержанных осадков 3 июня 1975 г. на полигоне Чюленай Молетского района Литовской ССР. Первая карта строилась следующим образом. В качестве основы использовалась карта-схема распределения севооборотов экспериментального хозяйства Т. Воке. Для выделенных ареалов были рассчитаны характерные величины разового количества задержанных осадков при помощи биометрических показателей и средних значений густоты растений, наблюдаемых в этот день, и графиков связи между био-

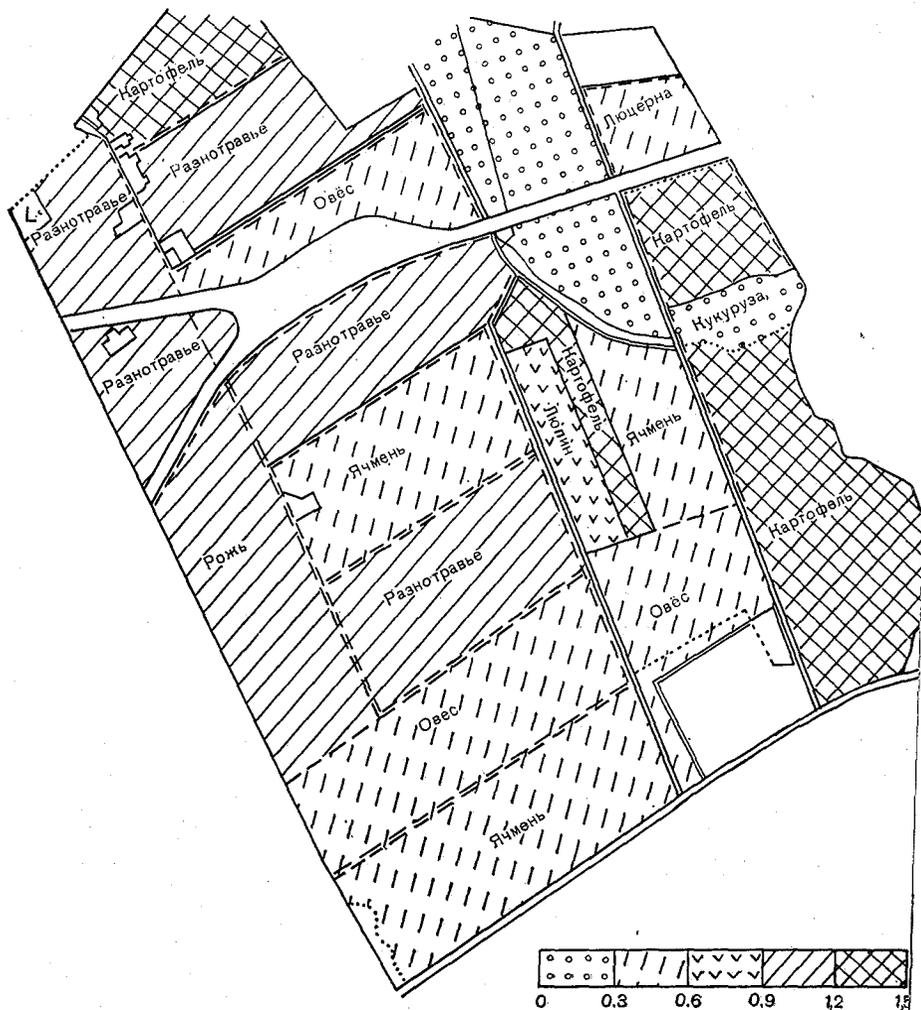


Рис. 1. Распределение максимально возможного разового количества осадка (мм), задержанных растительностью 7 июля 1975 г. (экспериментальное хозяйство Т. Воке).

Таблица 2

Биоклиматические параметры и максимально возможное
разовое количество задержанных осадков
Чюленай, 3 июля 1975 г.

Элемент рельефа	Крутизна склона, град.	Вес зеленой массы, г/см ²	Количество задержанных осадков, мм
Понижение и плоская вер- шина	1—3	0,15	0,50
Пологий склон	3—7	0,12	0,40
Круговатый склон	7—11	0,09	0,30
Крутой склон	11—15	0,04	0,15
Низкое место	0—1	0,23	0,80

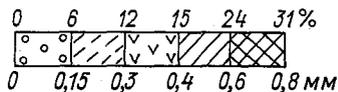
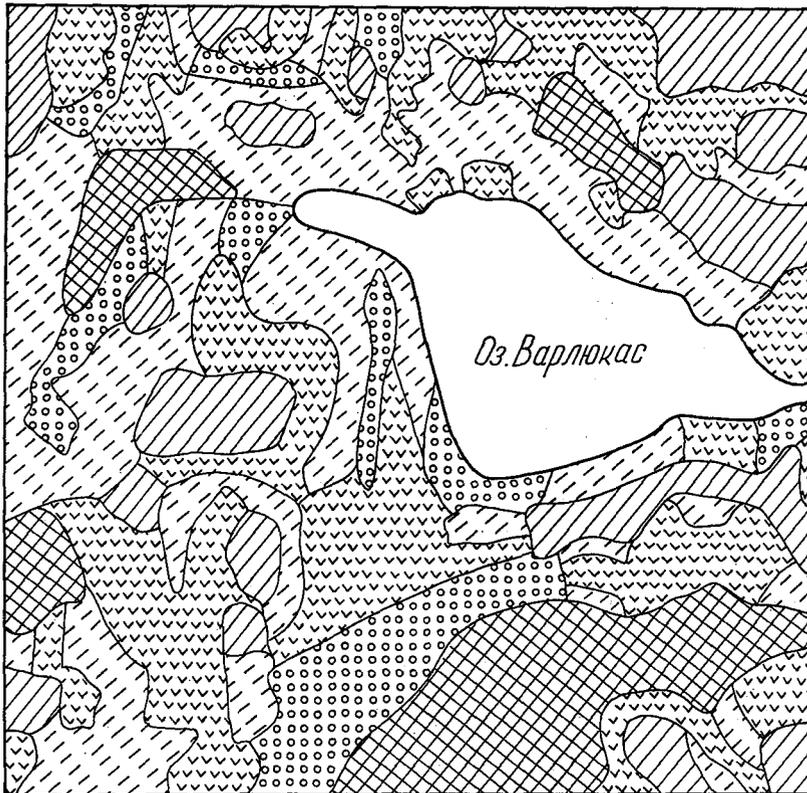


Рис. 2. Микроклиматическая карта максимально возможного разового количества осадков (мм), задержанных растительностью 3 июля 1975 г., и среднего многолетнего количества задержанных осадков (% нормы) за июль. Чюленай.

метрическими показателями и разовым количеством задержанных осадков (табл. 1). Эти величины наносились на соответствующие, выделенные на карте-схеме хозяйства Т. Воке, ареалы (рис. 1). Микроклиматические различия разового количества задержанных осадков составляют 1,5 мм.

При составлении карты распределения количества задержанных многолетними травами осадков в условиях мелкопересеченного рельефа полигона Чюленай использовалась схема деятельных по-

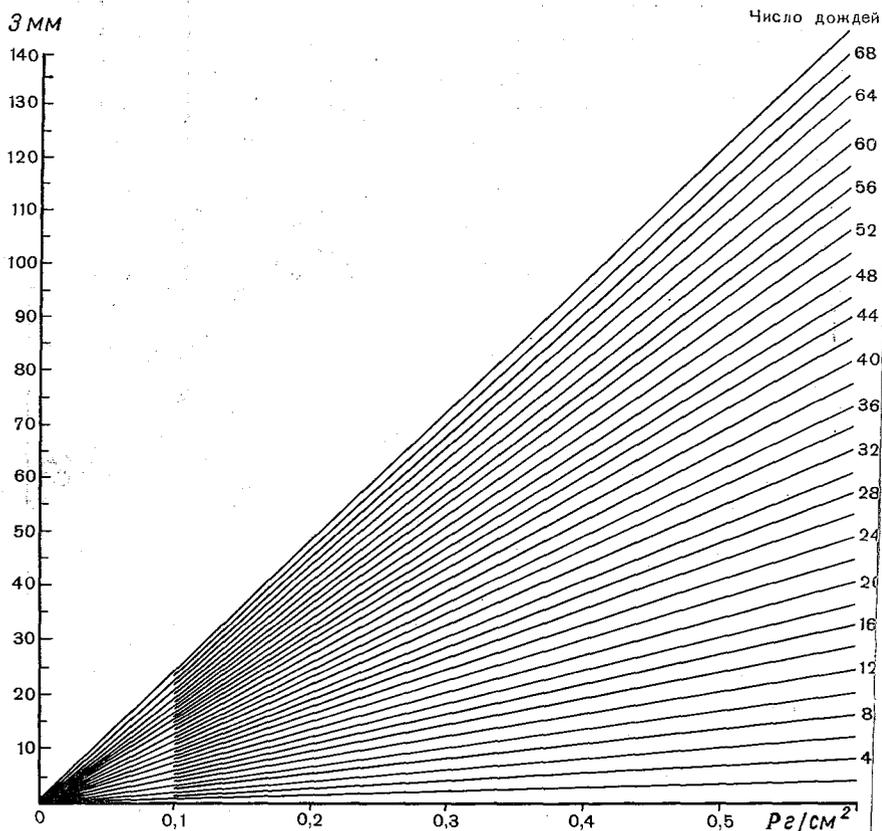


Рис. 3. Номограмма для расчета количества осадков (мм), задержанных многолетними травами, в зависимости от веса зеленой массы травостоя P г/см² и числа дождей.

верхностей, объединенных в пять генетических групп [3, 4]. Для них характерные значения веса зеленой массы были рассчитаны по наблюдению за весом зеленой массы травостоя на плоской вершине холма. По характерному значению веса зеленой массы для каждой из групп деятельных поверхностей было рассчитано разовое количество задержанных осадков (табл. 2). Как следует из рис.

микроклиматические различия разового количества задержанных осадков в данном случае не превышают 1 мм.

Для различных воднобалансовых расчетов интерес представляют микроклиматические различия средних взвешенных величин задержанных осадков за отдельные периоды (например, месяц). Для этих целей величины задержанных осадков рассчитываются путем умножения средних взвешенных величин разовых осадков на среднее многолетнее число дождей за расчетный период. В данном случае для расчета задержанных осадков за июль использованы ориентировочные величины разовых задержанных осадков, которые удобно представлять в процентах от нормы осадков за этот период. Как следует из рис. 2, микроклиматические различия задержанных осадков за июль порядка 30% месячной нормы.

Для расчета задержанных осадков за различные периоды (мм) по весу зеленой массы многолетних трав (г/см^2) и количеству дождей предлагается номограмма (рис. 3).

Усовершенствование методики составления микроклиматических карт задержанных осадков в дальнейшем будет в основном зависеть от выявления связей между биометрическими показателями и величинами задержанных осадков еще не исследованных в этом отношении сельскохозяйственных культур. В этих целях необходимо также дальнейшее уточнение уже обнаруженных связей путем получения большего количества одновременных измерений максимально возможного разового количества задержанных осадков и биометрических показателей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеоздат, 1971, 304 с.
2. Вериго С. А., Разумова П. А. Почвенная влага. Л., Гидрометеоздат, 1973, 328 с.
3. Игнатавичене И., Буйткувене С. Некоторые агроклиматические аспекты орошения в условиях холмистого рельефа.— В кн.: Вопросы мелиорации земель в условиях холмистого рельефа. (Сокращенные доклады научной конференции, посвященной 50-летию основания Литовской сельскохозяйственной академии.) Каунас, 1974, с. 37—42.
4. Каушила К. О составлении микроклиматических карт с помощью картограмм деятельных поверхностей.— В кн.: Статьи по гидрометеорологии. Т. 5. Вильнюс, 1972, с. 173—180.
5. Basalykas A. Lietuvos TSR fizinė geografija, 2d., Vilnius, 1965. 504 с.

И. А. Береснева

**ТЕПЛОБЕСПЕЧЕННОСТЬ ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА
ГОСХОЗА ТУВШРУУЛЭХ АРХАНГАЙСКОГО АЙМАКА
МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ
(ГОРНАЯ ЛЕСОСТЕПЬ ХАНГАЯ)**

В северных предгорьях Хангая в лесостепной зоне Монгольской Народной Республики на высотах 1400—2000 м над ур. м. летом при достаточном увлажнении используемых в сельскохозяйственном производстве площадей ощущается недостаток тепла, особенно в раннелетнее время (май — июнь). В связи с этим учет ресурсов тепла за вегетационный период и их распределения по территории аймака или отдельного госхоза в зависимости от климатических и микроклиматических особенностей местности приобретает перво-степенное значение.

Территория госхоза находится в предгорьях Хангайского хребта на северо-восточном микросклоне, причем абсолютные отметки изменяются от 1400 м на севере госхоза до 2000 м и более на юге по мере приближения к основным горным массивам хребта. Протяженность госхоза с севера на юг более 60 км, с запада на восток около 30 км.

Пахотные земли, широко распространенные в северной и средней части госхоза в межгорных долинах на ровных или слабонаклонных склонах или на шлейфах, на юге территории встречаются только маленькими островками на западных очень пологих склонах, спускающихся к р. Хух-Сум. Все площади, не занятые под пашнями и лесами, используются под пастбища (летние, зимние или круглогодичные) или под сенокосы.

Вертикальная зональность в рассматриваемом районе проявляется в закономерной смене физико-географических особенностей территории с севера на юг по мере увеличения высотных отметок местности. С увеличением абсолютной высоты места уменьшается количество тепла за вегетационный период и возрастает сумма осадков и соответственно число дней с общей облачностью.

Сухие степи на севере госхоза сменяются лиственничными и кедровыми лесами и кобрезиевыми тундрами на высотах более 2000 м на юго-западе госхоза.

Как показали в своих исследованиях Д. Банзрагч и Б. М. Миркин, влияние разных экспозиций и форм рельефа четко прослеживается в распределении растительности по территории госхоза.

На севере госхоза, где рельеф слабохолмистый, расположены сухие степи в разных вариантах и в том числе карагановые. От высот 1600—1800 м в средней части госхоза по склонам южных экспозиций и по щербнистым склонам других ориентаций распространены разные варианты луговых петрофитных степей. Луговые степи

Таблица 1

Даты перехода температуры воздуха через определенные пределы, продолжительность периодов и суммы температур за эти периоды
Цэцэрлэг

Показатель	Пределы температуры, °С					
	0	3	5	8	10	15
Средняя дневная температура						
Даты перехода	4 IV—23 X	15 IV—13 X	23 IV—5 X	6 V—22 IX	16 V—13 IX	13 VI—17 VII
Период	201	180	164	138	118	64
Суммы	2200		2110		1770	1010
Средняя суточная температура						
Даты перехода	9 IV—20 X	23 IV—5 X	3 V—27 IX	17 V—12 IX	28 V—2 IX	Отсутствует
Период	193	166	146	116	96	"
Суммы	1820		1690		1310	"
Средняя ночная температура						
Даты перехода	25 IV—5 X	9 V—19 IX	21 V—10 IX	7 VI—25 VIII	23 VI—11 VIII	Отсутствует
Период	162	132	111	78	48	"
Суммы	1210		1060		560	"

остепненные луга поднимаются по горным долинам и нижним частям пологих склонов до высот 1700—2000 м. Начиная с 1700 м на северном и восточном склонам в лощинах повсеместно растут злака.

По исследованиям Л. П. Рубцовой и В. Л. Андронникова, почвенный покров госхоза очень разнообразен. Каштановые и темно-каштановые почвы на севере территории сменяются разными вариантами луговых черноземов в средней части госхоза и горными мерзлотно-железными почвами на высотах более 1800 м или лугово-болотными и мерзлотно-железными почвами в понижениях рельефа (широкая часть долины р. Хух-Сум). С увеличением высоты местности изме-

няется механический состав почв — от легкого на песчаных и супесчаных почвах в северных выровненных частях госхоза до суглинистого в средней части и тяжелосуглинистого в понижениях рельефа в долине р. Хух-Сум.

Средние многолетние термические ресурсы приводятся по данным [2], микроклиматические особенности уточнены по наблюдениям на ключевых участках лесостепного стационара совместной Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции с использованием разработанной в ГГО методики картирования микроклиматических различий на морфометрической основе [6].

Устойчивый переход к средним суточным температурам воздуха выше 0°C , характеризующий начало весны, наступает в Цэцэрлэге в конце первой декады апреля, в отдельные теплые годы весна может наступить уже в конце марта, в холодные — только в 20-х числах апреля. Средняя дневная температура воздуха переходит через 0°C в начале первой декады апреля, а средние ночные температуры до конца апреля остаются ниже 0°C (табл. 1). Представленные в табл. 1 значения рассчитаны по средним многолетним месячным, суточным, дневным и ночным температурам воздуха.

Весеннее оживление природы и слабое развитие трав, которое по данным [4, 7], определяется переходом средней суточной температуры воздуха через $3-4^{\circ}\text{C}$, начинается в конце апреля.

Начало интенсивной вегетации растений приходится на период со средними суточными температурами воздуха выше 8°C . В Цэцэрлэге — это первая половина мая. Устойчивый период с температурой воздуха выше 8°C по средним суточным температурам длится около 120 дней, по средним дневным — 140 дней.

Переход средней суточной температуры воздуха через 10°C происходит в конце мая, поэтому можно считать, что лето в Цэцэрлэге длится в течение трех месяцев, с июня по август включительно.

Длительность безморозного периода в воздухе почти равна периоду с температурой выше 10°C , на поверхности почвы на 25 дней короче в основном за счет более позднего окончания заморозков весной (15 июня). Средние даты весенних и осенних заморозков приходятся на период со средней температурой воздуха около 10°C , на поверхности почвы около 18°C в начале лета и около 13°C в конце.

Учет суточного хода температур, вычисление средних дневных и средних ночных температур воздуха и применение их для характеристики теплообеспеченности периодов дают возможность установить наличие периода с дневными температурами выше 15°C для Цэцэрлэга при отсутствии такового по средним суточным температурам воздуха. Средние месячные дневные и ночные температуры воздуха для Цэцэрлэга подсчитаны по опубликованной методике [5].

Наиболее теплый период лета со средними дневными температурами воздуха выше 15°C начинается в рассматриваемом районе в середине июня и заканчивается в середине августа, т. е. дли-

около двух месяцев. Для местоположений с нормальными инверсионными условиями период с температурой 15°C практически свободен от заморозков даже на поверхности почвы.

Осень в Цэцэрлэге начинается в конце августа — начале сентября и длится до первой декады октября, когда даже в дневное время температура воздуха опускается ниже $4-5^{\circ}\text{C}$.

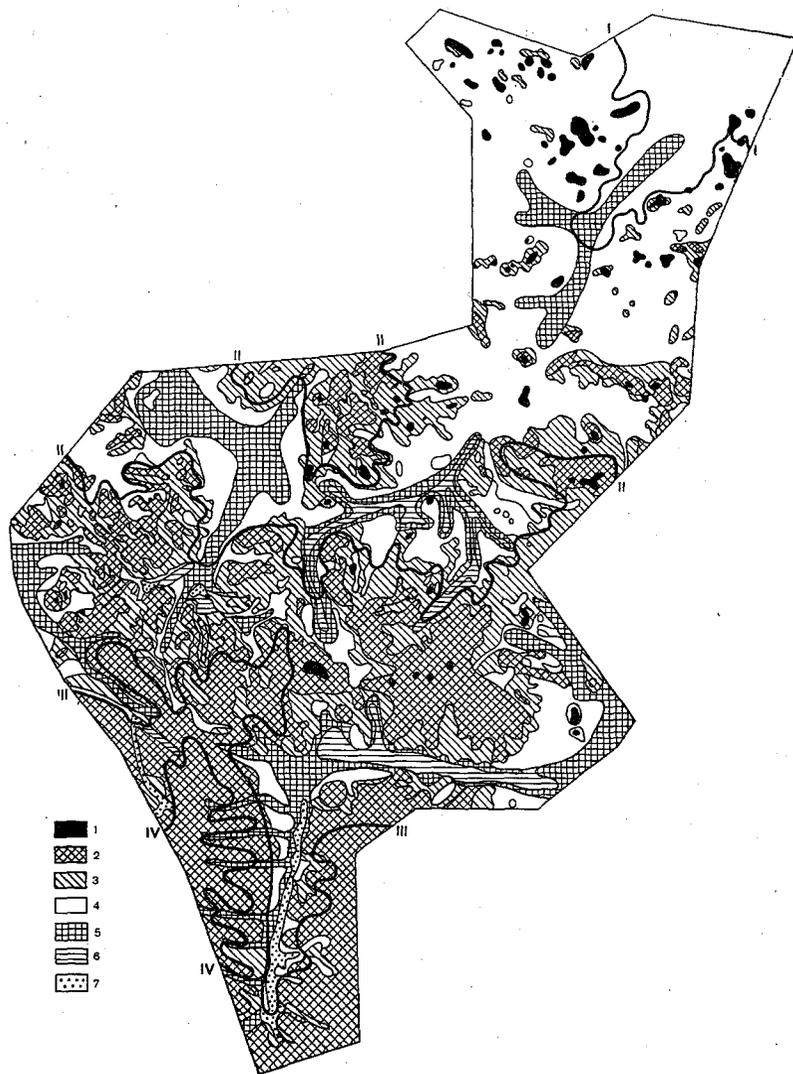


Рис. 1. Теплообеспеченность вегетационного периода на территории госхоза. I — теплый; II — умеренно теплый; III — прохладный; IV — холодный. Усл. обозначения 1—7 см. табл. 2.

В связи с большим разнообразием природных ресурсов госхоза было выполнено микроклиматическое картирование теплообеспеченности вегетационного периода госхоза по методике, разработанной в ГГО для карт среднего масштаба при наличии морфометрических показателей и набора термических величин.

Термический режим воздуха за вегетационный период характеризуется несколькими величинами: минимальной температурой воздуха за самый теплый месяц лета (июль), длительностью безморозного периода и суммой температур за этот период, которые дают представление о термических ресурсах вегетационного периода.

По территории госхоза (рис. 1) выделено четыре района, различающихся по теплообеспеченности вегетационного периода. Признаком выделения района является уменьшение теплообеспеченности с изменением абсолютной высоты места при продвижении с севера на юг госхоза. Район I — теплый, абсолютная высота менее 1400 м. Лето теплое, температура июля выше $17,0^{\circ}\text{C}$ и на $1,5^{\circ}\text{C}$ выше, чем средняя месячная температура в Тувшруулэхе. Средняя длительность безморозного периода более 110 дней, сумма температур за этот период превышает 1650°C . К этому району относятся большие степные чуть всхолмленные или выровненные пространства на севере госхоза и за его границами. Район II — умеренно теплый. Температура июля около $16,0^{\circ}\text{C}$, средняя длительность безморозного периода около 100 дней. К этому району относится довольно значительная часть госхоза и он может быть охарактеризован по данным метеопостов Тувшруулэх и Жаргалант, а также метеопост «степного» участка стационара, которые расположены в широких межгорных долинах или на плоских вершинах невысоких холмов. Длительность безморозного периода в этом районе более 90 дней. Район III — прохладный, абсолютная высота 1600—1800 м, находится в предгорной части территории. Средняя минимальная температура июля на $1,5^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в предыдущем районе. Для характеристики этого района можно использовать данные метеостанции Цэцэрлэг, а также метеопостов «ковыльного» и «лугового» участка стационара. Сумма температур за безморозный период $1150-1400^{\circ}\text{C}$ обеспечивает вызревание в этом районе обильного травостоя. Район IV — холодный, абсолютная высота более 1800 м. В этот район входят горные территории госхоза, которые используют в основном как летне-осенние пастбища в отличие от двух первых, где широко распространены посевы зерновых культур.

В табл. 2 представлена теплообеспеченность отдельных форм рельефа на территории госхоза и микроклиматические вариации. Таблица 2 полностью подтверждает оценку теплообеспеченности данной И. А. Гольцберг для подобных форм рельефа по СССР [3]. Наиболее теплыми оказываются вершины, верхние части крутых склонов со стоком холодного воздуха; наиболее холодными — долины и замкнутые долины без стока холодного воздуха, заболоченные низины с мерзлотой, оттаивающие летом не более чем на 50 см.

В табл. 2 для каждого района показаны колебания термическ

Теплообеспеченность отдельных форм рельефа госхоза Тувшуруулэх

Усл. обозначения на рис. 1	Местоположение	Местоэлементы	Район			
			I	II	III	IV
1	Вершины и верхние части склонов	а б в	12,5—13,0 130—135 1850—1950	11,0—12,5 115—135 1600—1900	9,5—11,0 100—120 1360—1650	8,5—9,5 80—85 1350—1400
2	Склоны крутизной более 10°	а б в	11,5—13,0 120—125 1750—1850	10,0—12,5 105—125 1500—1800	8,5—11,0 90—100 1250—1550	7,5—9,5 70—75 1250—1300
3	Склоны крутизой 5—10°	а б в	11,5—12,0 118—120 1750—1800	10,0—11,5 103—120 1500—1750	8,5—10,0 88—105 1250—1500	7,5—8,5 68—70 1250
4	Склоны крутизной 2—5°, илоские или слабонаклоненные днища древних долин шириной около 1 км, уклоном 2—5°, вторые надпойменные террасы рек	а б в	10,5—11,0 110 1650—1700	9,0—10,5 95—110 1400—1650	7,5—9,0 80—95 1150—1400	6,7—7,5 60 1150
5	Днища и нижние части нешироких долин, шириной более 1 км, нижние части пологих склонов, первые террасы рек	а б в	9,0—10,0 90—100 1450—1600	7,5—9,5 75—160 1200—1550	6,0—8,0 60—75 950—1300	5,0—6,5 40—50 950
6	Равнины плоские, озерные сырые, заболоченные низины в средней части депрессий и пойм рек	а б в	7,5—9,0 85 1350—1450	6,0—8,5 70—85 1100—1400	4,5—7,0 55—70 850—1150	3,5—4,5 35 850—900
7	Котловины и замкнутые долины, заболоченные, с мерзлотой	а б в	6,5—7,0 80 1300—1450	5,0—6,5 65—80 1050—1400	3,5—5,0 50—65 800—1150	2,5—3,5 30 800—900

Примечание. а — средний минимум температуры воздуха за июль, °С; б — средняя длительность безморозного периода, дни; в — сумма температур за безморозный период, °С.

величин в зависимости от местоположения. Средний минимум температуры воздуха в июле в пределах госхоза может меняться от 13,0°C до 2,5°C в зависимости от местоположения выбранной точки. Безморозный период в теплых местоположениях района I может наблюдаться в течение четырех месяцев, в то время как в заболоченных котловинах типа верховий р. Хух-Сум заморозки возможны каждый день. Теплообеспеченность вегетационного периода с севера на юг территории может убывать более чем вдвое, от 1950 до 800—900°C.

Разнообразие почвенного покрова, климатические и микроклиматические различия между разными частями территории госхоза Тувшруулэх способствуют большому разнообразию растительного покрова и должны учитываться при комплексной характеристике этого и подобных ему районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Береснева И. А., Васильева Л. Г., Голубова Т. А. Оценка теплообеспеченности вегетационного периода Оренбургской области на картах разного масштаба. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 12—28.
2. Бугд найрамдах монгол ард улсын, I боть. Улаанбаатар, 1971.
3. Гольцберг И. А. Оценка морозоопасности. — В кн.: Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Л., Гидрометеиздат, 1962, с. 159—177.
4. Каринг П. Х. О влиянии климата почвы на рост многолетних трав. — «Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 26—38.
5. Мищенко З. А. Особенности дневного и ночного режима температуры воздуха летом. — В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 114—125.
6. Романова Е. Н. Использование морфометрических показателей рельефа для характеристики микроклимата. — В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 38—57.
7. Федосеев А. П. Климат и пастбищные травы Казахстана. Л., Гидрометеиздат, 1964, с. 142—150.

И. А. Береснева

ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ХАНГАЯ (МОНГОЛЬСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА)

Ветер существенно влияет на метеорологические процессы в приземном слое воздуха [1, 4, 6]. Особенно большое значение приобретает изучение ветрового режима в изрезанном горном рельефе, где в разных местоположениях в зависимости от препятствий ветер изменяется как по направлению, так и по скорости по сравнению с открытым ровным местом. Возникающие вследствие термической неоднородности разных участков рельефа ночные склоновые ветры также существенно влияют на основной воздушный поток, усиливая или ослабляя его.

В настоящей работе приводятся некоторые особенности ветрового режима северных предгорий Хангайского хребта. В госхозе Тувшруулэх в 40 км к востоку от Цэцэрлэга (Архангайский аймак) в 1970 г. работает лесостепной стационар Советско-Монгольской комплексной биологической экспедиции АН СССР и МНР. В течение трех лет (с 1971 по 1973 г.) микроклиматические наблюдения на стационаре велись под руководством и при непосредственном участии автора статьи.

Характеристика ветрового режима северного склона Хангая дается по многолетним и ежедневным данным метеорологических станций, расположенных в пределах горной страны (Улиастай — западные отроги, Цэцэрлэг — северные предгорья, Арбайхээрэ — южный склон), а также севернее (Мурэн, Булган).

Микроклиматические особенности ветрового режима госхоза Тувшруулэх выявляются по данным метеопоста Тувшруулэх и наблюдениям на трех ключевых участках стационара: ковыльном, епном и луговом.

На большей части территории МНР в течение года преобладают ветры северного и северо-западного направлений, что, с одной стороны, связано прежде всего с особенностями общей циркуляции атмосферы над этим районом Центральной Азии, а с другой стороны, обусловлено ориентацией крупных горных массивов (Хангай, Хэнтий, Гобийский Алтай).

В работе [2] приводятся общие закономерности ветрового режима Центральной Азии. Нами предпринята попытка более подробно разобрать особенности ветрового режима на северном склоне Хангая и показать его изменения в изрезанном рельефе.

Методика выбора и классификация наиболее оптимальных по ветровому режиму местоположений в рельефе для различных нужд народного хозяйства, разработанная для территории СССР Е. Н. Романовой [4, 5], может быть использована и для других территорий с аналогичной изрезанностью рельефа, в частности для хол-

Таблица 1

Преобладающее направление ветра и повторяемость штилей (%) в разные сезоны года

Станция	I			IV			VII			X		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Группа I												
Цэцэрлэг	СЗ 42	СЗ 26	СЗ 36	СЗ 34	СЗ 7	СЗ 22	СЗ 52	СЗ 16	СЗ 34	СЗ 34	СЗ 14	СЗ 30
Арбайхээрэ	СЗ 23	СЗ 15	СЗ 18	СЗ 21	СЗ 3	СЗ 11	СЗ 29	СЗ 5	СЗ 18	СЗ 23	— 6	СЗ 17
Группа II												
Улиастай	В 33	В 46	В 38	СВ 24	З 17	СВ 20	СВ 29	З 16	СВ 26	СВ 30	З 30	СВ 33
Мурэн	В 71	З 70	В 69	В 46	З 16	З 33	В 66	З 33	З 51	З 60	З 42	З 52
Хараа	ЮВ 26	Ю 15	ЮВ 22	С 23	С 3	С 13	— 34	С 9	С 18	— 29	— 12	Ю 20
Группа III												
Булган	СЗ 22	СЗ 44	СЗ 27	СЗ 22	СЗ 3	СЗ 19	СЗ 27	Ю 6	СЗ 21	СЗ 27	ЮВ 13	СЗ 21

Примечание. 1-я строка — направление ветра, 2-я строка — повторяемость штилей; 1 — данные за 1 ч, 2 — данные за 13 ч, 3 — данные за сутки.

мистого и горного рельефа МНР. Особое внимание в этих работах уделяется выявлению преобладающих ветров, а также ветров теплых, холодных, метелевых, суховейных и т. д.

В табл. 1 по данным «Справочника по климату МНР» [3] показано преобладающее направление ветра в январе, апреле, июле и октябре за 1 и 13 ч и за сутки для шести метеорологических станций. Из приведенных в табл. 1 данных видно, что только для некоторых станций (Цэцэрлэг и Арбайхээрэ) во все сезоны года сохраняется постоянно преобладающего северо-западного направления ветра. Особенности местоположения других станций и степень защищенности проявляются достаточно четко.

Выделились три группы станций, которые различаются между собой по преобладанию того или иного направления ветра как в годовом, так и суточном ходе.

Группа I. Во все сезоны года преобладают северо-западные ветры. Постоянство преобладающего направления ветра во все сезоны года на этих станциях (Цэцэрлэг и Арбайхээрэ) обусловлено двумя причинами: 1) условиями общей циркуляции атмосферы, 2) ориентацией Хангайского хребта.

Группа II. Местная циркуляция перекрывает действие основного воздушного потока. Для этих станций (Улиастай, Мурэн) характерна суточная смена направлений ветра.

Группа III. На этих станциях возникновение местной циркуляции возможно при благоприятных условиях погоды. Особенно отчетливо это видно в летнее и осеннее время, например, в Булгане.

Особенности местоположения станции, их влияние на микроклимат наиболее четко проявляются в ясную тихую погоду, поэтому в табл. 1 рассмотрены повторяемости штилей в годовом и суточном ходе. Зимой и летом, особенно в ночные часы, при устойчивой стратификации атмосферы наблюдается большая повторяемость штилей межгорных равнинах и в долинах больших рек, защищенных от господствующих ветров. В подобных местоположениях (Мурэн) наблюдается за год более 40% штилевых суток, ночью повторяемость штилей возрастает до 60% во все сезоны года, кроме весны. На всех остальных рассматриваемых станциях количество штилей даже ночью не превосходит 25—30%.

Максимум штилей, как правило, наблюдается в вечерние или ночные часы. Однако на станциях, расположенных на склонах, (например в Булгане) вероятность маловетренной погоды днем зимой может быть в два раза больше вероятности штилей ночью. Это связано с наличием ночных склоновых ветров.

Весной и осенью в связи с увеличением межширотных градиентов давления и температуры воздуха скорости ветра в рассматриваемом районе увеличиваются и повторяемость штилей в ночное время даже для защищенных местоположений уменьшается вдвое и не превосходит 40—45%, днем 5—10%. Весенний минимум повторяемости штилей является основным, а осенний выражен менее четко.

Летом максимум штилей по четырехсрочным наблюдениям также отмечен ночью, однако на станциях с хорошо развитой горнодолинной циркуляцией штиль наблюдается в основном в 20 ч и мин — 21 ч и около восхода солнца в моменты поворота ветра долинного на горный и обратно. Относительно большая повторяемость штилей в зимнее время на большей части рассматриваемой территории приводит к тому, что средние месячные скорости ветра превышают 2—3 м/с и только в открытых долинах они возрастают до 4—5 м/с. Летом средние месячные скорости ветра также невелики. Весной наблюдаются максимальные средние месячные скорости ветра (более 4 м/с), в это время возрастает повторяемость слабые случаи с большими скоростями ветра (более 10 м/с).

В табл. 2 для Цэцэрлэга приводится вероятность скорости ветра, равной или более 10 м/с.

В пересеченном рельефе соотношение повторяемости направле-

ний ветров определенных румбов будет изменяться в зависимости от местоположения пункта наблюдений и степени его защищенности. Преобладающее направление ветра в пунктах наблюдений определяется прежде всего ориентацией хребтов, речных долин, развитием горно-долинной циркуляции и т. д.

Таблица 3
Вероятность (%) скорости ветра 10 м/с и более в различные часы суток
Цэцэрлэг

Часы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Σ
1	1	5	2	3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	0,5	17
7	3	1	2	2	3	—	—	—	0,7	1	1	2	16
13	7	5	7	11	6	0,5	0,5	0,5	0,7	1	0,7	6	47
19	0,5	3	3	4	2	0,5	0,5	2	0,7	0,7	1	0,5	19,5
Сутки	13	14	14	20	11	2	2	3	3	4	4	9	99,5

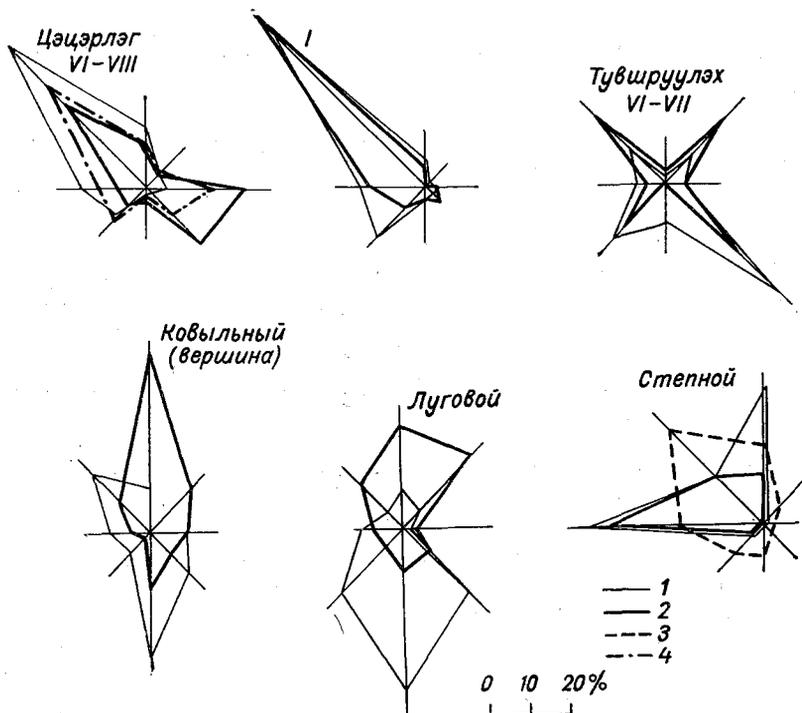


Рис. 1. Розы ветров.
1 — 1 ч, 2 — 13 ч, 3 — день, 4 — сутки.

Таблица 3

Повторяемость (%) различных температур воздуха
при определенных направлениях ветра
Цэцэрлэг

Температура воздуха	Направление ветра								Штиль	Σ	
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ			
Январь (1 ч)											
< -32,0										1	1
-31,9, -28,0	0,3					0,3		0,8		3	5
-27,9, -24,0	0,8		0,3			0,5	2	3		6	13
-23,9, -20,0	2			0,3		0,6	1	4		9	18
-19,9, -16,0	2		0,3	0,3		1,3	3	6		12	25
-15,9, -12,0	1,3	0,3			0,6	0,5	3	8		9	23
-11,9, -8,0	0,5					0,3	1	4		4	10
-7,9, -4,0						0,3	1	2		0,8	4
> -4,0							0,5			0,3	1
Σ	7	0,3	0,6	0,6	0,6	4	12	28		46	99

15 мая — 15 июня, 15 августа — 1 ноября (1 ч).

< -6,0								0,2	0,2	0,4
-5,9, -2,0	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2		0,5	1	2	5
-1,9, 2,0	3	0,3	0,6	0,6	0,6	0,2	1	2	7	15
2,1—6,0	4	0,4	0,8	0,5	0,9	0,8	2	7	18	34
6,1—10,0	4	0,7	0,8	0,2	0,3	1	3	6	15	31
10,1—14,0	0,5	0,2	0,6		0,5	1	3	4	2	12
14,1—18,0	0,2					0,6	0,4	0,9	0,6	3
Σ	12	2	3	2	2	4	9	21	45	100

Январь (13 ч)

< -26,0							0,3			0,6
-25,9, -22,0				0,5			0,3	1	2	4
-21,9, -18,0	0,8		1	0,3			2	4	5	13
-17,9, -14,0	0,8		0,3	0,5	0,3	0,3	2	6	6	16
-13,9, -10,0	1	0,6	1	0,3		0,5	4	8	3	18
-9,9, -6,0	1		0,3	0,5		2	5	9	6	24
-5,9, -2,0	0,8		0,3			1	5	4	5	16
-1,9, -2,0	0,3				0,3	0,3	2	1	3	7
2,0									0,5	0,5
Σ	5	0,6	3	2	0,6	4	20	33	32	100

Температура воздуха	Направление ветра								Штиль	Σ	
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ			
Июль (13 ч)											
6,1—10,0	0,3		1						0,6		2
10,1—14,0	1		3	0,3	0,9	0,9	0,9	3	0,9		11
14,1—18,0	7		6	2	0,3	0,9	2	7	5		30
18,1—22,0	4	0,3	12	3	3	0,6	2	4	3		32
22,1—26,0	2		5	3	0,6	0,6	2	4	5		22
26,1—70,0	0,3		0,9	0,6	0,3	0,6	0,3	0,6			5
Σ	14	0,3	28	9	5	3	7	19	14		100

На рис. 1 приводятся розы ветров на метеостанции Цэцэрлэг за июль и январь, на метеопосте Тувшруулэх за июнь—июль и за вегетационный период (июнь—август) на ключевых участках лесостепного стационара: лугового, степного и ковыльного.

На метеостанции Цэцэрлэг повторяемость северо-западного направления ветра во все сезоны года более 40%, кроме летнего периода, когда в дневные и вечерние часы за счет усиления восточного и юго-восточного ветров повторяемость ветров основного северо-западного румба уменьшается до 28%. Общая повторяемость южных и юго-восточных ветров около 40%. Метеопост Тувшруулэх расположен в пересечении двух долин, одна из которых ориентирована с северо-запада на юго-восток, другая — с северо-востока на юго-запад. Преобладание ветров этих направлений четко прослеживается на рис. 1.

На ковыльном и луговом участках хорошо развита горно-долинная циркуляция, что проявляется в суточной смене направлений ветров. Ковыльный участок располагается в центре госхоза в межгорной долине, ориентированной с юга на север, на вершине не большой сопки. Луговой участок выбран в долине р. Цэцэрлэг, протекающей с юга на север. Днем на обоих участках господствуют северные ветры, ночью их сменяют ветры южных румбов.

Совсем особая роза ветров на степном участке. Этот участок в основном не защищен от ветров северного и западного румбов, остальные ветры на участке практически не наблюдаются.

В зависимости от циркуляционных условий отдельных лет роз ветров на степном участке может несколько отличаться от приведенной. В 1973 г. в связи с усилением основного, северо-западного переноса повторяемость направлений ветра этого румба на участке увеличилась до 35% (15% в 1971 г.), что привело к существенному увеличению осадков в летний период.

Ветры различных направлений по-разному влияют на термический режим воздуха. В табл. 3 рассматриваются повторяемости различных температур воздуха в зависимости от направлений ветров.

Данные подсчитывали для января, июля и для периодов с весенними и осенними заморозками (15 мая — 15 июня и 15 августа — 1 ноября) за 1 и 13 ч по таблицам ТМ-1 с 1954 до 1958 г. В январе и днем, и ночью при преобладающих ветрах северной и западной ориентации наблюдаются как наиболее высокие, так и наиболее низкие температуры воздуха. Однако наибольшие отрицательные температуры (до -36°C) отмечаются при ясной тихой погоде, днем в такую же погоду температура воздуха может подниматься до -4°C .

Для Цэцэрлэга рассмотрены направления и скорости ветра в дни с метелями. Метели в 70—75% случаев возникают при северо-западных ветрах и наблюдаются с октября по апрель. Скорость ветра при метелях около 6—9 м/с, до 10—12 м/с. Наибольшее число дней с метелью в отдельные годы бывает в ноябре — декабре (9—11).

Для Цэцэрлэга и для всего района характерны заморозки адвективно-радиационного типа. Холодная адвекция, как правило, наступает при ветрах северо-западного направления, ночью при ясной маловетренной погоде (50—60% всех ночей) происходит дальнейшее выхолаживание поступившего воздуха. В отдельных случаях заморозки могут быть вызваны юго-восточными и восточными ветрами в Цэцэрлэге и южными — на ковыльном, луговом и степном участках при похолоданиях в горах Хангая.

Самый теплый воздух в район Цэцэрлэга приносят ветры юго-западного и южного направлений. При этих ветрах в рассматриваемом районе возможны суховеи слабой и средней интенсивности (по классификации Кулика и Цубербиллер [6]). Процент повторяемости суховеяного комплекса невысокий (менее 5), однако на склонах южной ориентации при этих ситуациях возможно выгорание степной растительности. Дефицит влажности воздуха в такие дни может превышать 32 мб при скорости ветра около 5 м/с.

Таким образом, ориентация хребтов и долин рек в изучаемом районе способствует тому, что независимо от сезона года преобладающие северные и северо-западные ветры являются холодными и вызывают осадки как зимой, так и летом.

Летом наиболее теплыми являются ветры южных румбов. В связи с тем что в северных предгорьях Хангая в летнее время почти всегда ощущается недостаток тепла при наличии достаточного количества влаги, наиболее существен учет не теплых, а холодных ветров в любое время года. Для территории госхоза Тувшруулэх представлена микроклиматическая карта-схема коэффициентов изменения скорости ветра при северном направлении основного воздушного потока (рис. 2). Для этой схемы использовались построенные нами морфометрические карты по экспозициям и крутизнам склонов и значения коэффициентов изменения скорости ветра в изрезанном рельефе, разработанные Е. Н. Романовой для территории СССР [4, 5].

На территории госхоза в нормальных условиях днем и ночью аходятся открытые ровные долины и равнины. Скорости ветра этих местоположениях являются тем эталоном, к которому

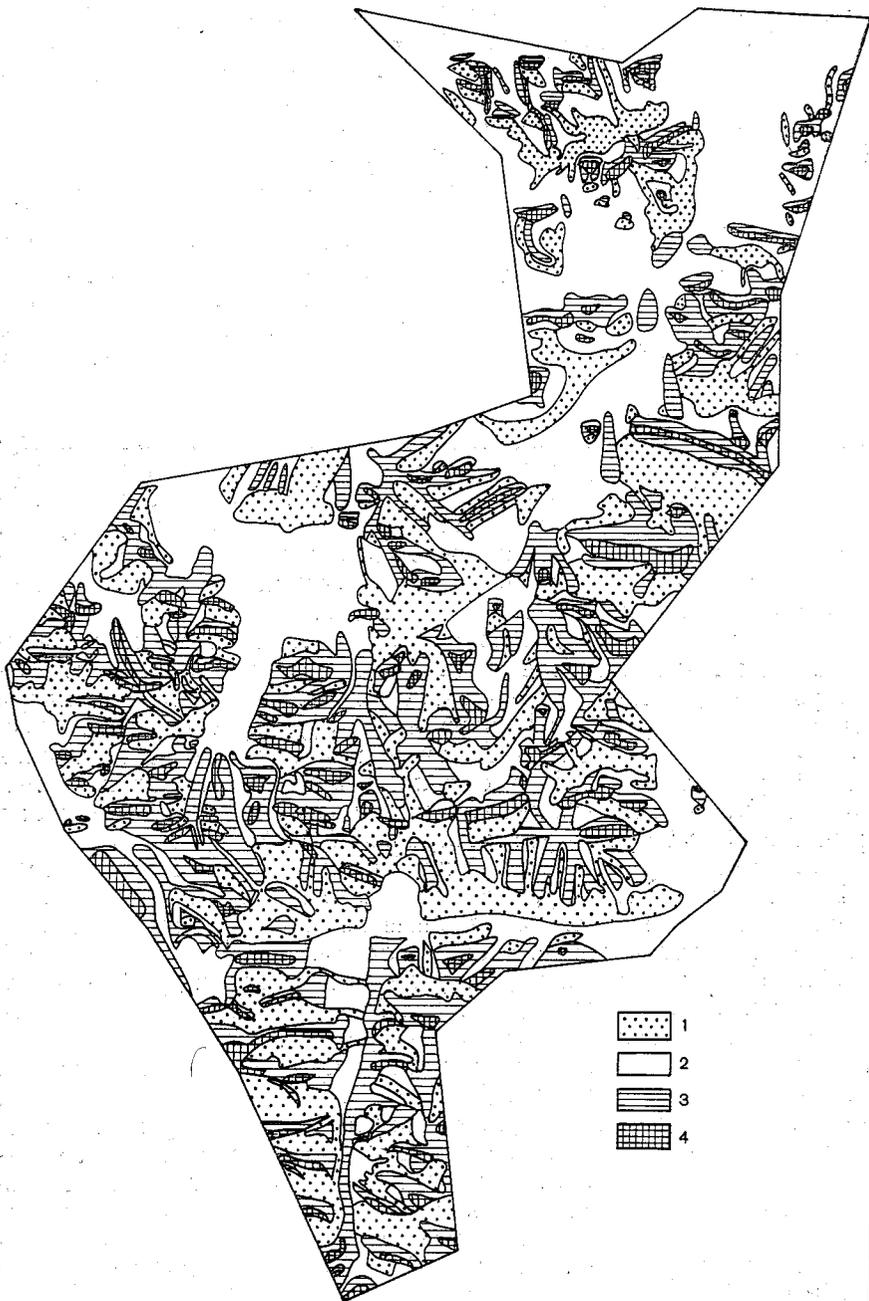


Рис. 2. Коэффициенты изменения скорости при северном направлении ветра на территории госхоза Тувшруулэх.

1 — ослабление ветра ($K=0,8$ и менее); 2 — нормальные скорости ($K=0,9\div 1,0$); 3 — усиление ветра ($K=1,1\div 1,2$); 4 — большое усиление ветра ($K=1,3\div 1,5$).

приравниваются скорости ветра в других формах рельефа. Большое усиление ветра постоянно ощущается на открытых вершинах и верхних частях наветренных северных и северо-западных склонов, в продуваемых ветром долинах рек, межгорных равнинах и лощинах, ориентированных с северо-северо-запада на юго-юго-восток.

Небольшое усиление ветра отмечается на средних частях наветренных северных склонов, а также на параллельных ветру склонах западной и восточной ориентации, в верхних или средних их частях в зависимости от стратификации атмосферы. Ослабление ветра и застой воздуха наблюдаются на подветренных южных склонах, а также в не продуваемых ветром и замкнутых долинах, лощинах, оврагах, и на нижних частях окружающих их склонов.

В связи с возникновением ночных склоновых ветров местоположения, которые днем находятся в нормальных условиях (например, средние части параллельных ветру склонов), ночью попадают в зону усиления ветра, т. е. зоны как бы сдвигаются в сторону увеличения скоростей ветра. Особенности ветрового режима холмистого и горного рельефа МНР с давних пор на основании большого опыта используются араатами, которые располагают кошары и зимники в местах, защищенных от холодных северо-западных ветров.

Разнообразие ветрового режима в рассматриваемом районе, а также микроклиматическая его изменчивость должны учитываться при комплексном геоботаническом районировании территории совхоза Тувшруулэх.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1961, с. 3—200.
- Борущко И. С. Ветровой режим.— В кн.: Климаты зарубежной Азии. Гл. 10. Л., Гидрометеиздат, 1975, с. 396—415.
- Бугд найрамдах монгол ард улсын, 1 боть. Улаанбаатар, 1971.
- Романова Е. Н. Картирование ветровых характеристик в сложном рельефе на картах разного масштаба.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 3—11.
- Романова Е. Н. Возможности пространственной интерполяции скорости ветра в приземном слое воздуха в горах.— «Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 108—113.
- Цубербиллер Е. А. Агроклиматическая характеристика суховеев. Л., Гидрометеиздат, 1959, с. 3—119.

СОДЕРЖАНИЕ

Т. А. Голубова, З. А. Мищенко, Г. Б. Пигольцина. Микроклиматическая изменчивость суммарной и фотосинтетически активной радиации на склонах	3
З. А. Мищенко. Тепловые ресурсы дня и ночи с учетом рельефа на территории Нечерноземной зоны РСФСР	13
Е. Н. Романова. Условия увлажнения Нечерноземной зоны РСФСР	23
Е. Н. Романова. Влажность почвы на территории Нечерноземья в зависимости от рельефа	33
И. А. Гольцберг. Мезо- и микроклиматическое районирование Ленинградской области	39
Н. Г. Горышина. Особенности микроклимата почвы по полевым наблюдениям в Ленинградской области	51
Л. Г. Васильева. Микроклиматическая изменчивость минимальной температуры воздуха летом в районе строительства Байкало-Амурской магистрали	59
Г. Ю. Березкина. Радиационные и температурно-ветровые условия в городских зеленых насаждениях	67
П. Х. Каринг, Х. Г. Тооминг. Количественная оценка изменчивости территориального распределения климатических показателей с применением информационного анализа	73
Л. Э. Инт. О составлении карт теплового баланса территории Эстонской ССР на ЭВМ	8
Р. В. Лехтвеер, Л. Э. Инт. Об изменчивости основных факторов, определяющих тепловой режим почвы	8
Я. О. Иыги. Основные типы микроклимата почв сельскохозяйственных угодий юго-запада Эстонской ССР	9
Г. Касперавичене. О составлении микроклиматических карт альbedo	10
Г. Аргустайте, К. Каушила. Влияние дренажа на водный режим сельскохозяйственных полей в холодное время года	10
И. Игнатавичене. О методике картирования осадков, задержанных сельскохозяйственными культурами	11
И. А. Береснева. Теплообеспеченность вегетационного периода госхоза Тувшруулэх Архангайского аймака Монгольской Народной Республики (горная лесостепь Хангая)	12
И. А. Береснева. Особенности ветрового режима на северном склоне Хангая (Монгольская Народная Республика)	12