

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ТРУДЫ

ВЫПУСК 339

МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

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

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 115133 Ленинградский пр., 38



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД · 1974

575222

Рассматривается ряд вопросов микроклиматологии: 1) методика составления и анализа микроклиматических карт при помощи ЭВМ, выделение мезо- и микроклиматических районов в пределах Ленинградской области, методика исследования влажности почвы и испаряемости в условиях холмистого рельефа и др.; 2) мелиорация микроклимата почв под влиянием осушения минеральных и торфяных почв и искусственного изменения их поверхности; 3) погодные условия на территории СССР, обуславливающие некоторые явления микроклимата.

Даются характеристики дневных и ночных температур воздуха.

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

К МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ И АНАЛИЗА КРУПНОМАСШТАБНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ КАРТ ПРИ ПОМОЩИ ЭВМ

Изучение микроклимата отдельных хозяйств в Эстонской ССР проводилось уже в течение многих лет разными учреждениями. Начиная с 1968 года по инициативе Министерства сельского хозяйства Эстонской ССР в Выруском и Пярнуском районах предпринимались широкие работы по изучению микроклимата по единой программе. Целью этих работ являлось накопление исходного материала для построения серии микроклиматических карт для обслуживания сельскохозяйственного производства.

В настоящее время разработана методика картирования основных элементов микроклимата: прямой солнечной радиации и радиационного баланса [2], разных характеристик термического режима воздуха [3, 10], температуры деятельной поверхности [11, 12], условий увлажнения [18], режима ветра [16] и т. д. В качестве основы при этом используют различные морфометрические показатели рельефа, характеристики почвы, степень мелиорации и т. д. Все указанные черты подстилающей поверхности в условиях Эстонской ССР лучше всего передаются материалами крупномасштабных почвенных карт хозяйств [4]. Эти карты представляют аналитически-синтетические ландшафтные карты земельного фонда.

На основе этих почвенных карт были построены микроклиматические части возвышенности Карула на территории колхоза «Свердлов» Выруского района.

Неравномерное распределение солнечной радиации на склонах различной экспозиции и крутизны является одной из причин возникновения микроклиматических различий в условиях холмистого рельефа (рис. 1). Суммы рассчитаны для склонов различной экспозиции и крутизны по методике Т. А. Голубовой [2].

Прямая солнечная радиация изменяется в широких диапазонах на малых расстояниях. Различие в приходе радиации на южных и северных склонах в мае достигает $1,2 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес}$ и более. Преобладающий фон на карте совпадает с величиной радиации на горизонтальную поверхность.

Карта температуры почвы (рис. 2) составлена по методике, изложенной в работе [6]. В условиях холмистого рельефа трудно выделить преобладающий фон. Самые теплые участки располагаются на южных склонах с легкими почвами, самые холодные — в избыточно увлажненных низинах.

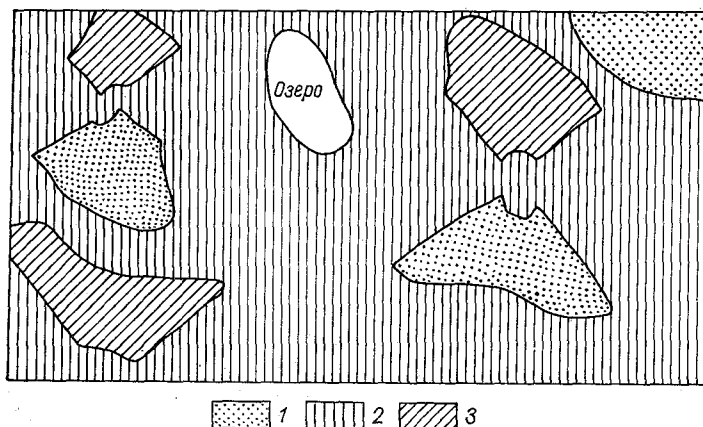


Рис. 1. Фрагмент карты распределения прямой солнечной радиации в условиях холмистой местности. Май.

Прямая солнечная радиация (ккал/см²·мин): 1 — 6,7 и более, 2 — 5,6—6,6, 3 — 5,5 и менее.

Карта влажности почвы (рис. 3) составлена по методике Е. Н. Романовой [18]. Самые сухие участки находятся на вершинах и верхних частях крутых склонов, сырые участки в котловинах,

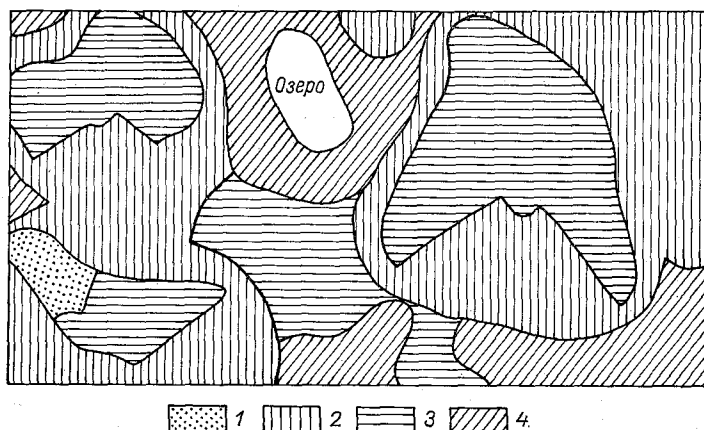
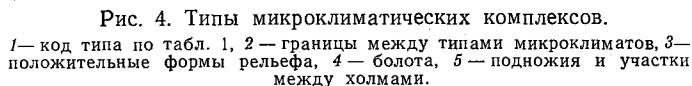
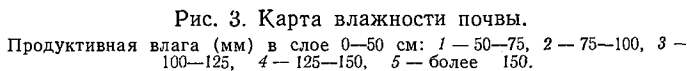


Рис. 2. Фрагмент карты дат устойчивого перехода температуры почвы через 10° на глубине 10 см.

Даты перехода: 1—8 V и ранее, 2—12 V, 3—16 V, 4—20 V и позднее.

Составление комплексных микроклиматических карт возможно путем наложения карт отдельных элементов друг на друга [4, 9].

ANNEXE



Составление комплексной карты микроклимата таким путем весьма трудоемко. Карта получается трудночитаемой и перегруженной. Возникают большие технические трудности при размножении карт.

Для преодоления некоторых выше указанных трудностей и для четкого выделения комплекса микроклимата проводится типологизация конкретных количественных показателей метеозаэментов для поверхностных слоев почвы (рис. 4, табл. 1).

Таблица 1

Типология микроклиматов холмистого рельефа по дате устойчивого перехода средней суточной температуры почвы через 10° на глубине 10 см и продуктивной влажности почвы (мм) в слое 0—50 см

Влажность	Даты			
	8 V и ранее (а)	9—12 V (б)	13—16 V (с)	17—20 V и позднее
50—75 (а)	аа	ав	ас	х
75—100 (в)	ва	вв	вс	х
100—125 (с)	са	св	сс	х
125—150	а	в	с	х
более 150	а	в	с	х

Примечания: 1. х—типы микроклимата не встречаются на карте. 2. Первая буква кода характеризует условия увлажнения, вторая—термический режим.

Как показывает типологическая комплексная карта в условиях холмистой местности преобладающий тип микроклимата найти трудно. Типы микроклимата изменяются на близких расстояниях при большой пестроте их распределения. Самые сухие и теплые участки располагаются на верхних частях склонов южной экспозиции, а самые сырые и холодные — на заболоченных низинах.

При совмещении карт элементов микроклимата (рис. 1—3) и карты морозоопасности [14] получается комплексная микроклиматическая карта. На этой карте выделяются контуры, границы которых с дальнейшим увеличением числа метеозаэментов в комплексе не меняются. Выделенные контуры можно принимать в качестве начальной единицы при стандартизации картирования микроклимата.

Практически для стандартного микроклиматического картирования необходимо иметь единую карту-основу, на которой дано распределение отдельных морфометрических характеристик и указан состав почвы.

В табл. 2 представлены морфометрические характеристики рельефа и механический состав почвы, на основе которых выделяются контуры территорий с разными микроклиматами. Каждая

Таблица 2

Типология элементов рельефа и почв для стандартного
картирования микроклимата в условиях холмистой местности

Рельеф	Крутизна склона	Почва	Часть склона*	Код			
Вершина	2—12°	Песок		1			
		Супесь		2			
		Суглинок		3			
	>12°	Песок		4			
		Супесь		5			
		Суглинок		6			
Склон	2—12°	Песок	в	7	31	55	79
			с	8	32	56	80
			н	9	33	57	81
			п	10	34	58	82
		Супесь средняя	в	11	35	59	83
			с	12	36	60	84
			н	13	37	61	85
			п	14	38	62	86
		Суглинок	в	15	39	63	87
			с	16	40	64	88
			н	17	41	65	90
			п	18	42	66	91
	>12°	Песок	в	19	43	67	91
			с	20	44	68	92
			н	21	45	69	93
			п	22	46	70	94
		Супесь	в	23	47	67	91
			с	24	48	72	96
			н	25	49	73	97
			п	26	50	74	98
		Суглинок	в	27	51	75	99
			с	28	52	76	100
			н	29	53	77	101
			п	30	54	78	102
Равнина		Песок		103			
		Супесь		104			

Рельеф	Крутизна склона	Почва	Часть склона*	Код			
Равнина	12°	Суглинок Торф и избыточно влажная минеральная		105			
				106			

* Условные обозначения частей склона: в—верхняя, с—средняя, н—нижняя, п—подножие.

отдельная строка таблицы кодирована номером. Разработанный код использован для составления стандартной карты-основы (рис. 5). Картирование производится путем соединения на карте-основе контуров по кодовым знакам соответственно количествен-

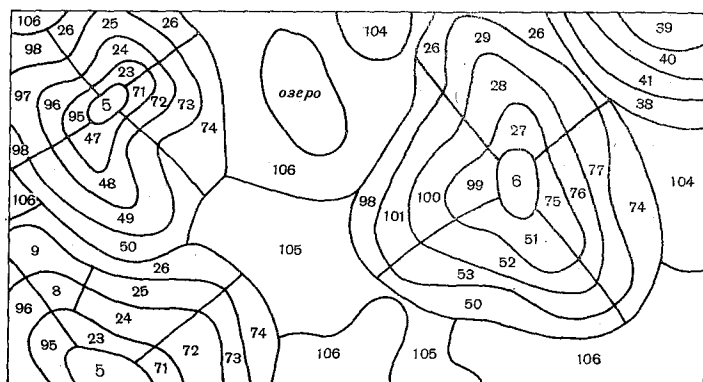


Рис. 5. Карта-основа для стандартного картирования микроклимата.

Объяснение см. табл. 2.

ным значениям картируемого метеозлемента по табл. 2. Таким образом можно картировать и микроклиматические комплексы без создания карт распределения отдельных элементов.

Опыт составления комплексных микроклиматических карт из большого числа элементов показал, что они трудоемки, плохо читаются и при построении их возникают большие технические трудности. Поэтому была сделана попытка создать такие карты при помощи ЭВМ Минск-22.

Для ввода в ЭВМ информации по микроклимату, которая содержится на почвенной карте, на карту-основу наносили сетку соглас-

по транспаранту ЭВМ и в каждом прямоугольнике определяли преобладающий участок ландшафта по табл. 2. С целью упрощения перфорации из общего списка микроклиматических участков были предварительно исключены комплексы, которые на карте не встречались. В результате этого общее количество участков стало меньше 100 и перфорация осуществлялась двухзначными числами.

Для градации отдельных метеоэлементов принимались условные обозначения, которые даны в табл. 3.

Таблица 3

Условные обозначения метеоэлементов

Название метеоэлементов	Условные обозначения				
	А	Б	С	Д	Г
Влажность почвы весной, мм	50—75	76—100	101—126	126—150	150 и больше
Устойчивый переход температуры почвы через 10° на глубине 10 см	8 V и ранее	12 V	16 V	20 V и позднее	
Сумма прямой солнечной радиации за май, ккал/см ² .мес	5,5 и меньше	5,6—6,6	6,7 и больше		
Минимальная температура воздуха в ясные ночи, град.	2—3	1—2	0—1	ниже 0	

После расчетов на ЭВМ карты распределения отдельных элементов печатали в виде машинных карт. В качестве примера на рис. 6 представлена такая карта для участка, приведенного на

```

D V C C B B D D 7 D B B B C C C B B B B B
B B C C B B D D 7 D D D B C C C C B B B B
B B C C B B D D 7 7 D D B C C C C C B B B B
B B B B B B B D 7 7 D D C C C C C C B B B
B B B B B B B D D D D B C C C C C C B B B
B B B B B B C C D D B B C C C C C C B B B
D B B B B B C C C C B C C C B B C C B B B
C B B B B B C C C C B C B B B B B C C B B
B C C B B B B C C C C B B B B B B B C D D
B C C C C C C B C C C D C B B B B B B D D
B B C C C C B B C C C D C D B B B B D D D
B B C C C B B B D D D D C D D D D D D D D
B B B B C B B B D D D D C C D D D D D D D

```

Рис. 6. Фрагмент машинной карты дат устойчивого перехода температуры почв через 10° на глубине 10 см на территории колхоза «Свердлов» Выруского района.

Даты перехода: А — 8 V, Б — 12 V, С — 16 V, Д — 20 V; 7 — озеро.

рис. 2. При сравнении этих карт видно, что машинная карта хорошо читается и по ней легко определить площади с одинаковыми значениями температуры почвы. Недостатком ее является то, что контуры площади с одинаковыми значениями температуры обрисовываются не плавной кривой, а границами в сетке применяемых прямоугольников.

В качестве примера расчета территориальной изменчивости отдельных элементов и их комплексов при помощи ЭВМ на территории колхоза «Свердлов» Выруского района выбран участок площадью около 100 га.

В табл. 4 дано распределение площади отдельных градаций метеоэлементов в процентах на этом участке.

Таблица 4

Распределение по площади отдельных значений метеоэлементов (%)

Название метеоэлемента	А	Б	С	Д	Г
Запасы продуктивной влаги почвы	15,9	14,0	36,5	7,1	26,5
Устойчивый переход температуры почвы через 10° на глубине 10 см . .	4,6	39,6	29,9	25,9	
Прямая солнечная радиация	14,7	71,9	13,4		
Минимальная температура воздуха на высоте 50 см	47,8	11,2	14,9	26,1	

Примечание. Условные обозначения см. табл. 3.

Наибольшую площадь занимают почвы с влажностью 100—125 мм, характерные для ровных участков с супесчаными и суглинистыми почвами, средних частей северных и восточных склонов и нижних частей южных и западных склонов. По температуре преобладают почвы, где устойчивый переход наблюдается около 12 мая — супесчаные почвы на ровных участках и южные склоны с суглинками. По приходу солнечной радиации преобладают условия, характерные для ровных участков, а в распределении минимальной температуры наибольшую площадь занимают самые теплые участки.

При картировании комплексов из нескольких элементов целесообразно комбинации, определяемые по табл. 1, заменить одной буквой. Например, для комплексов из температуры и влажности почвы A_1 —, B_1 —ав, V_1 —сс и т. д. Расчеты показали, что на данном участке из возможных 20 комплексов встречаются только 14. Площадь, большую 1%, имеют 10 комплексов, больше 5% — 6 и больше 10% — только 3. Последние три занимают 64,3% всей площади

Принимая аналогично по табл. 3 условные обозначения для комплексов из минимальной температуры воздуха, прямой солнечной радиации, температуры и влажности почвы A_2 , B_2 , B_2 и т. д., выяснилось, что на данном участке встречались только 27 различных вариаций. Из них площадь больше 1% занимают 15, больше 5% — 5 и больше 10% только 2 комплекса с общей площадью 17,9%.

Из приведенных величин распределения метеозлементов по площади можно предварительно заключить, что, несмотря на большое количество возможных вариаций микроклиматов, в данных физико-географических условиях только некоторые из них являются ведущими.

Конкретные участки территории различно влияют на изменение отдельных метеозлементов. Например, северные и южные склоны находятся в одинаковых условиях по морозоопасности, но сильно различаются по температуре и влажности почвы, по приходу солнечной радиации. С другой стороны, изменения температуры и влажности почвы, а также солнечной радиации на южном и северном склоне происходят различно. В результате этого на близких расстояниях наблюдается значительная пестрота территориального распределения микроклиматических комплексов из нескольких элементов.

В практике представляет интерес выявление площадей, однородных по микроклимату. Одним из путей решения этого вопроса является определение количественной взаимосвязи отдельных метеозлементов по территории. На картографическом материале для выявления взаимосвязи явлений могут быть использованы различные способы, особое значение среди которых имеют корреляционно-регрессивный и информационно-логический анализы (5, 8, 13, 19, 20).

Одним из наиболее простых способов выявления соответствия территориальной изменчивости элементов микроклимата является коэффициент парной корреляции, позволяющий оценить направление и тесноту связи между двумя метеозлементами.

С целью выявления территориальной изменчивости взаимосвязи отдельных метеозлементов на рассматриваемом участке были рассчитаны коэффициенты парной корреляции между некоторыми метеозлементами в среднем для всего участка и по методу скользящего окна [1] с площадью 9 га.

Средние значения по всей площади и пределы изменения коэффициентов корреляции, рассчитанные по методу скользящего окна, представлены в табл. 5.

В среднем для всего участка коэффициенты корреляции не очень высоки и в некоторых случаях носят довольно формальный характер. Это объясняется сложными природными условиями на данном участке, а также случайной выборкой коррелируемых элементов и размером рассматриваемого участка.

Коэффициенты корреляции между метеозлементами в пределах этого участка на более мелких площадях (9 га) имеют широкие

пределы колебания. Высокие значения коэффициентов наблюдаются главным образом на выровненных участках с однородным почвенным покровом и в районах сравнительно больших холмов с пологими склонами. Низкие значения коэффициентов отмечаются при переходе от холмов к более выровненным участкам и в условиях очень сложного рельефа.

Таблица 5

**Средние и экстремальные значения парных
коэффициентов корреляции**

Коррелируемые метеозлементы	Среднее	Мини- мальное	Макси- мальное
Минимальная температура воздуха—влажность поч- вы	+0,58	+0,11	—0,86
Прямая радиация—темпе- ратура почвы	+0,40	—0,17	+0,70
Прямая радиация—влаж- ность почвы	—0,24	+0,30	—0,51
Температура почвы—влаж- ность почвы	—0,46	+0,17	—0,79

Проведенный краткий анализ территориального изменения парных коэффициентов корреляции показывает, что последние являются сравнительно чувствительной характеристикой изменения ландшафта в отношении условий формирования микроклиматических комплексов из двух элементов. При решении некоторых частных вопросов практики, где основное влияние оказывают два элемента (например, для определения оптимального времени обработки почвы и начала сева ведущее значение имеют температура и влажность почвы), парные коэффициенты корреляции могут служить в качестве критерия для выделения однородных площадей по комплексам изучаемых элементов.

В последнее время в Эстонской ССР показана высокая экономическая эффективность планомерного регулирования водного режима почвы в условиях холмистого рельефа [29]. При проведении мелиоративных мероприятий в отдельных хозяйствах требуется всесторонний и точный учет микроклиматической изменчивости отдельных элементов путем оценки условий увлажнения почвы на основе крупномасштабных микроклиматических карт.

В холмистой местности большие площади заняты многолетними травами, для урожая первого укоса которых решающее значение имеют условия увлажнения в мае — июне. Проведем оценку территориальной изменчивости условий увлажнения в этот период.

Микроклиматическая изменчивость влажности почвы определяется весенними запасами влаги, колебаниями испаряемости в раз-

чных частях рельефа и перераспределением осадков под влиянием ветра и рельефа.

За основу расчета влагозапасов с учетом перечисленных факторов было принято выражение:

$$H_p = (X_p + W_{H_1}) - E_p, \quad (1)$$

где H_p — норма искусственного регулирования водного режима почвы; E_p — испаряемость; X_p — величина осадков с учетом влияния ветра и перераспределения их по склону; W_{H_1} — 60% полевой влагоемкости в слое почвы 0÷50 см.

Исходными данными для определения H_p по выражению (1) являются радиационный баланс, весенние запасы влаги в почве, осадки, скорость и направление ветра.

Вычисление H_p для различных частей холмистого рельефа территории колхоза «Свердлов» по участкам, список которых представлен в табл. 2, осуществлялось при помощи микроклиматических поправок.

Испаряемость E_p для полей с многолетними травами за более длительные периоды может быть рассчитана по формуле

$$E_p = \frac{R_p - 0,1R_p}{L} K = \frac{0,9R_p}{L} K, \quad (2)$$

где R_p — радиационный баланс в различных частях рельефа; L — скрытая теплота парообразования;

K — коэффициент, при помощи которого при достаточном увлажнении почвы учитывается турбулентный поток тепла в воздух фаза развития растений. В расчетах K принят равным 0,70, что характерно для культурных пастбищ на почвах легкого минерального состава, и равным 1,0, — для торфяных почв.

Радиационный баланс на склонах различной экспозиции и крутизны рассчитан по формуле:

$$R_p = aR_0, \quad (3)$$

где R_0 — радиационный баланс на ровном месте, a — эмпирический коэффициент, заимствованный из работы Т. А. Голубовой [2].

Весенние запасы влаги в почве определены по методике И. Романовой [17, 18], проверенной ею по непосредственным измерениям влажности почвы в Выруском районе.

Перераспределение осадков под влиянием ветра на склонах учитывалось по соотношениям:

$$X_{\pi} = X - \beta_{\pi} X, \quad (4a)$$

$$X_{\pi} = X + \beta_{\pi} X, \quad (4б)$$

где X_{π} — количество осадков на подветренном склоне; X — количество осадков на наветренном склоне; β_{π} и β_{π} — эмпирические коэффициенты.

Значения коэффициентов β_n и $\beta_{\text{н}}$ получены из работы Дж. Сандборг [2].

Перераспределение осадков под влиянием рельефа дано по схеме Е. Н. Романовой [17, 18]. Для ровных участков сделано допу

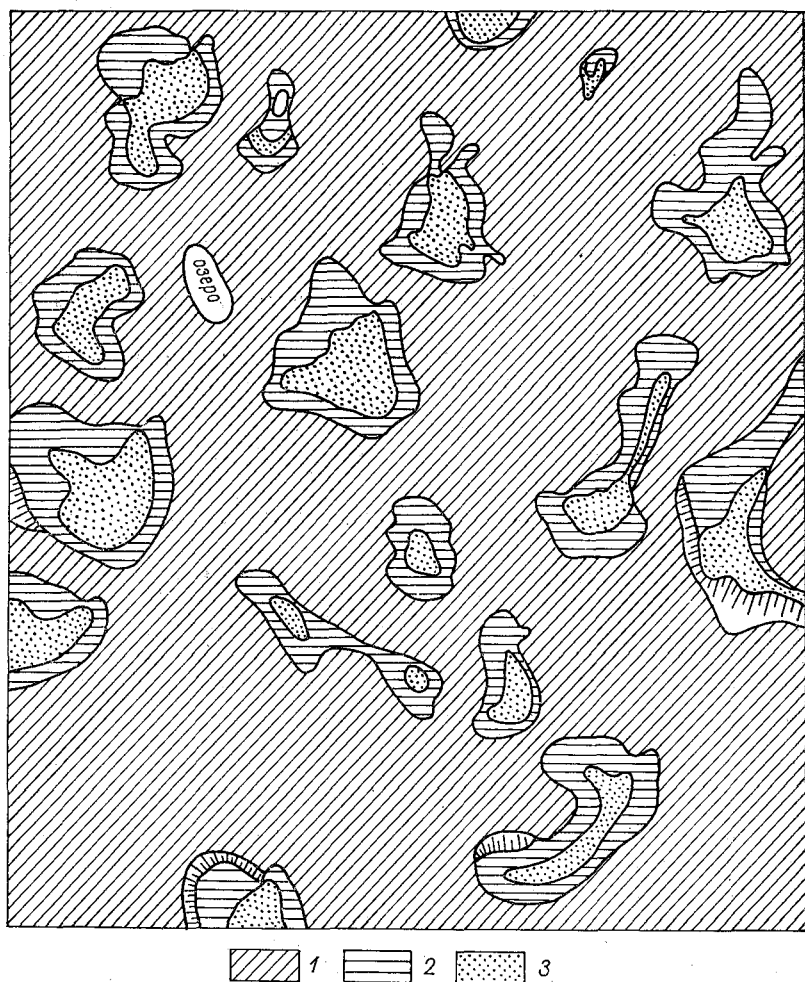


Рис. 7. Фрагмент карты увлажнения почвы в холмистой местности Вы-
русского района ЭССР.

Увлажнение: 1 — избыточное, 2 — достаточное, 3 — недостаточное.

шение, что поверхностный сток отсутствует и все осадки поглощаются почвой.

Описанная схема расчетов, исходные метеорологические данные и карта-основа вводились в ЭВМ по указанному способу. Посл

асчетов значения H_p были отпечатаны в виде машинной карты. (для выделения площадей, однородных по увлажнению почвы, принимались следующие критерии: 1) избыточное увлажнение $H_p > +25$ мм, 2) достаточное увлажнение — $25 \text{ мм} < H_p < +25$ мм, 3) неостаточное увлажнение $H_p < -25$ мм.)

Представленный на рис. 7 фрагмент карты составлен на основе машинной картограммы. Видно, что под влиянием рельефа возникают существенные различия в условиях увлажнения. На вершинах, южных и восточных склонах доминируют засушливые условия, а северных и западных склонах они близки к оптимальным. На большей части карты, на подножиях склонов и участках между холмами наблюдается избыток влаги в почве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянт А. М. Карты взаимосвязи явлений и их применение в географических исследованиях.— «Вестник Московского Университета», 1972, № 1, с. 21—29.
2. Голубова Т. А. Количественные характеристики радиационного режима.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 11—37.
3. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Л., Гидрометеиздат, 1961, 108 с.
4. Гольцберг И. А. Современное состояние и задачи в области климатического картографирования СССР.— В кн.: Тематическое картографирование в СССР. Л., «Наука», 1967, с. 84—90.
5. Гофман В. М., Меклер М. М. Теория информации и тематическое картографирование.— «Вопросы географии», 1971, № 88, с. 172—183.
6. Каринг П. Х. Весеннее прогревание почв Вырусского района Эстонской ССР.— «Сб. работ Таллинской ГМО», 1972, вып. 8, с. 81—85.
7. Каринг П. Х. Влагообеспеченность многолетних трав на легких минеральных почвах в условиях Эстонской ССР. См. настоящий сб.
8. Лосев О. Л. Использование каналов связи при выделении нозоареала.— «Медицинская география», 1969, вып. 3, с. 75—82.
9. Методические указания по составлению микроклиматических карт территорий колхозов и совхозов. М., Гидрометеиздат, 1968. 75 с.
10. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., Гидрометеиздат, 1962, 200 с.
11. Мищенко З. А. Картирование температуры деятельной поверхности с использованием морфометрических характеристик рельефа.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 52—63.
12. Мищенко З. А. О разномасштабном картировании термических показателей дня с учетом рельефа.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 29—42.
13. Пузаченко Ю. Г., Мошкин А. В. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях.— «Медицинская география», 1969, вып. 3, с. 5—73.
14. Рaudсепп Х. И. О картировании микроклимата на основе крупномасштабных почвенных карт.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 237—247.
15. Романова Е. Н. Использование морфометрических показателей рельефа для характеристики микроклимата.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 38—57.
16. Романова Е. Н. Режим ветра в пересеченной местности.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 58—76.
17. Романова Е. Н. Увлажнение почвы.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 166—197.

18. Романова Е. Н. Принцип расчета и картирования влажности почвы на морфологической основе.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 39—51.
19. Червяков В. А. Основы математической статистики в географии. Владивосток, 1966, 42 с.
20. Червяков В. А. Картографо-статистические способы определения обобщенных характеристик территории.— «Вопросы географии», 1968, № 77, с. 186—195.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ В УСЛОВИЯХ РЕЛЬЕФА ЭССР

Изменение влажности почвы в пределах небольших территорий различных элементах рельефа велико. Этот факт был отмечен в литературе уже в конце XIX — начале XX вв. [2]. Однако до настоящего времени вопрос об изменении влагозапасов в почве при наличии выраженного рельефа даже в пределах ограниченных территорий нельзя считать решенным. Одной из основных причин этого является отсутствие единой методики обработки и интерпретации данных непосредственных наблюдений за влажностью почвы. Обязательно должна быть обеспечена сравнимость экспериментальных данных.

При наличии сходной агротехники влажность почвы на ограниченной территории изменяется под влиянием рельефа в зависимости от почвенных разностей и от произрастающих культур. В частности, при изучении влияния рельефа на влажность почвы измерения должны производиться в характерных формах рельефа, причем почвенные разности и произрастающие культуры должны быть одинаковы, что обычно довольно трудно найти в полевых условиях. В связи с этим встает вопрос о выяснении влияния почвенных разностей и различных видов растительности на влажность почвы. Располагая надежными количественными данными о влиянии двух названных факторов на почвенные влагозапасы, можно и при неполной сравнимости экспериментальных данных получить надежные результаты о влиянии различных элементов рельефа на влажность почвы.

Обычно при экспериментальных измерениях влажности почвы в зависимости от рельефа местности используется отношение влажности почвы в разных формах рельефа к влажности почвы на ровном месте. Этот показатель А. П. Федосеев назвал коэффициентом влажненности [8]. Позднее М. И. Фишман этот коэффициент назвал коэффициентом дифференциации накопления влаги [9]. Использование относительного показателя увлажнения различных местоположений удобно при сравнении изменения влажности в зависимости от рельефа в разных климатических зонах, поскольку

Таблица 1

Запасы продуктивной влаги в почве (мм) в слое 0—50 см

Сезон	Вершина	Южный склон		Северный склон		Западный склон		Восточный склон		
		верхн.	среди.	нижн.	верхн.	среди.	нижн.	верхн.	среди.	нижн.
Хоми Кяз (ячмень)										
Весна . . .	<i>a</i>	50—70	—	<i>б</i>	60—70	<i>a</i>	50—100	<i>a</i>	60—70	<i>a</i>
Лето . . .	15—30	—	—	<i>б</i>	40	35	и менее	40	<20	80—90
Осень . . .	40—50	—	—	<i>б</i>	40—50	45	40—55	45—55	20—45	20—30
Муномяги (овес)										
Весна . . .	—	—	—	<i>б</i>	40—50	50	60—70	80—90	—	—
Лето . . .	—	—	—	<i>б</i>	15—30	60—65	—	—	—	—
Осень . . .	—	—	—	<i>б</i>	>30	50—70	50	40	70	—
Вана-Касарица (овес)										
Весна . . .	<i>a</i>	65	—	<i>б</i>	102	115	—	—	—	—
Лето . . .	30	менее	—	—	—	—	109	—	—	—
Осень . . .	—	—	—	76	—	—	50	—	—	—
Эласи (ячмень)										
Весна . . .	<i>б</i>	60	—	<i>б</i>	45	—	100	—	—	—
Лето . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Осень . . .	45	—	—	35	—	—	45	—	—	—
Хаабсааре (многолетние травы), крутизна до 20°										
Весна . . .	<i>a</i>	70—75	70	<i>a</i>	45—65	60—70	—	<i>a</i>	65—70	70
Лето . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Осень . . .	30	—	20	34	40	40	50	65	—	—

акой показатель в значительной степени сглаживает влияние агро-гидрологических свойств различных почв в разных климатических зонах.

Для оценки почвенных влагозапасов в условиях холмистого рельефа принято также пользоваться влажностью почвы в процентах от полной полевой влагоемкости, что в известной степени также сглаживает влияние почвенных неоднородностей [5].

Однако для сельскохозяйственного производства непосредственный интерес представляют данные по запасам продуктивной влаги различных местоположениях. В Выруском районе Эстонии начиная с 1968 г. проводятся измерения влажности почвы в разных условиях рельефа и определяются запасы продуктивной влаги силами агрометстанции Йыгева. Наблюдения проводились на сельскохозяйственных полях, неоднородных по почвенным разностям и засеянных различными культурами.

По просьбе агрометстанции автором данной статьи на основании наблюдений 1968 и 1969 гг. была составлена схема картирования влажности почвы в холмистом рельефе Эстонской ССР.

В табл. 1 представлены материалы наблюдений агрометстанции Йыгева за влажностью почвы в слое 0—50 см для весны, лета, осени.

К весне относились наблюдения за апрель — май, к лету — за июнь — июль, к осени — за сентябрь, начало октября.

Как видно из табл. 1 данные отличаются большой пестротой, что вполне закономерно, поскольку влажность почвы очень изменчивый элемент как в пространстве, так и во времени [3] и не случайно исследователи, занимающиеся изучением изменения влагозапасов в почве в условиях выраженного рельефа, пользуются не абсолютными, а относительными характеристиками, которые значительно более надежны при кратковременных наблюдениях.

Абсолютные значения табл. 1 могут служить лишь качественным ориентиром при составлении схемы для картирования средних многолетних запасов продуктивной влаги в разных формах рельефа, поскольку для получения надежных данных о запасах продуктивной влаги, также как и для других климатических элементов, необходим многолетний ряд наблюдений. Кроме того, в табл. 1 наблюдениями не полностью охвачены различные формы рельефа (в таблице много пропусков), данные не всегда сравнимы вследствие различия в почвах.

Таким образом, составление таблицы-схемы по абсолютным значениям запасов продуктивной влаги в разных формах рельефа по имеющимся в нашем распоряжении материалам не представляется возможным.

Для выполнения этой задачи были привлечены данные по запасам продуктивной влаги из «Агроклиматического справочника по Эстонской ССР» [1], работы автора по изменению влажности почвы в разных условиях рельефа [2, 4, 5] и данные табл. 1. На осно-

**Запасы продуктивной влаги (мм) под яровыми зерновыми
на склонах в слое 0—50 см**

Часть склона	Экспозиция склона			
	южная	северная	западная	восточная

Весна

Склоны крутизной $<12^\circ$

Верхняя	50—75	75—100	50—75	75—100
Средняя	75—100	100—125	75—100	100—125
Нижняя	100—125	125—150	100—125	125—150
Подножия	125—150	>150	125—150	>150

Склоны крутизной $12-20^\circ$

Верхняя	50—75	50—75	50—75	50—75
Средняя	50—75	50—75	50—75	50—75
Нижняя	75—100	75—100	75—100	75—100
Подножия	125—150	125—150	125—150	125—150

Лето

Склоны крутизной $<12^\circ$

Верхняя	<25	25—50	<25	25—50
Средняя	<25	50—75	<25	25—50
Нижняя	25—50	75—100	25—50	50—75
Подножия	50—75	100—125	75—100	75—100

Склоны крутизной $12-20^\circ$

Верхняя	<25	<25	<25	<25
Средняя	<25	<25	<25	<25
Нижняя	25—50	50—75	25—50	25—50
Подножия	50—75	100—75	50—75	75—100

Осень

Склоны крутизной $<12^\circ$

Верхняя	25—50	50—75	25—50	50—75
Средняя	25—50	75—100	25—50	75—100
Нижняя	50—75	100—125	50—75	75—100
Подножия	75—100	125—150	100—125	100—125

Склоны крутизной $12-20^\circ$

Верхняя	25—50	25—50	25—50	25—50
Средняя	25—50	25—50	25—50	25—50
Нижняя	50—75	75—100	50—75	50—75
Подножия	75—100	100—125	75—100	100—125

вании этих материалов была составлена табл. 2, в которой приводятся запасы продуктивной влаги (в мм) в слое 0—50 см под паровыми зерновыми для весны, лета и осени.

В Эстонии под сельскохозяйственные посевы осваиваются склоны крутизной 20°. Формирование влагозапасов на крутых склонах существенно отлично от формирования на пологих склонах, в связи с чем склоны в табл. 2 подразделены на пологие ($<12^\circ$) и крутые ($12—20^\circ$).

В работах автора [4, 5] рассмотрены основные причины неоднородности весеннего увлажнения почвы в разных формах холмистого рельефа. Одной из основных причин этой неоднородности является перераспределение зимних осадков: зимой в понижениях рельефа происходит, как правило, скопление снега за счет сдувания его с возвышенных участков. Наветренные склоны тоже бедны снегом, а на подветренных мощность снежного покрова больше. Согласно исследованиям М. Я. Глебовой на ЕТС при метелях преобладают южные и юго-западные ветры, ветры северных направлений редки. Аналогичные выводы следуют и из работ Н. С. Темниковой о направлении влагонесущих ветров в Прибалтике [6].

Качественная картина распределения снежного покрова следующая: на подветренных склонах северной экспозиции обычно отмечается большая мощность снежного покрова, а на наветренных южных, где имеет место еще и подтаивание снега, она гораздо меньше. Мощность снежного покрова на наветренных склонах убывает от подножия к вершине, а на подветренных склонах откладываются обычно большие сугробы и в верхних частях склонов.

Поглощение почвой талой воды зимних осадков зависит от сочетания процессов снеготаяния и оттаивания почвы. На южных склонах таяние происходит наиболее интенсивно в связи с большим приходом прямой солнечной радиации. Промерзание почвы на склонах зависит от мощности снежного покрова: почва сильнее промерзает там, где меньше мощность снежного покрова. Оттаивание почвы под снегом мало зависит от непосредственного притока радиации и на южном склоне почва нередко оттаивает через несколько дней после схода снега, а на северном склоне, где снег тает медленно, почва оттаивает раньше, чем сходит снег.

По данным С. И. Тайчинова и М. Н. Файзуллина [7], в Башкирском Предуралье южные склоны поглощают лишь 30—80% талых вод, северные — 70—100%.

Таким образом, особенности перераспределения зимних осадков и особенности снеготаяния на склонах разной крутизны и ориентации в значительной степени обуславливают неоднородность весеннего увлажнения почвы в холмистом рельефе. Безусловно влияние различий в испаряемости и испарении на влажность почвы на склонах разной крутизны и ориентации.

Запасы продуктивной влаги на склонах с крутизной менее 12° приведены в первом разделе табл. 2. На северных и восточных склонах влагозапасы больше, чем на южных и западных приблизительно на 25 мм в основном вследствие изложенных выше особен-

ностей снеготаяния. Различия в испаряемости северных и южных склонов крутизной 5 и 10° не превышают 3 см/месяц.

Для крутых склонов в табл. 2 отсутствует влияние экспозиции на запасы продуктивной влаги, причиной этого является предположение о нивелирующем влиянии интенсивного стока при весеннем снеготаянии вследствие увеличения крутизны склона. Проверит надежность этого предположения по экспериментальным данным

Таблица 3

Запасы продуктивной влаги (мм) на разных формах рельефа в слое 0—50 см

Сезон	Форма рельефа	Запасы влаги, мм
Весна	Вершины	50—75
	Выпуклые формы рельефа (ровные)	75—100
	Ровные участки	100—125
	Пониженные и заболоченные участки	>150
Лето	Вершины	<25
	Выпуклые формы рельефа (ровные)	25—50
	Ровные участки	50—75
	Пониженные и заболоченные участки	100—125
Осень	Вершины	25—50
	Выпуклые формы рельефа	50—75
	Ровные участки	75—100
	Пониженные и заболоченные участки	125—150

агрометстанции Йыгева пока очень трудно. Согласно табл. 1 только данные по Хаабсааре характеризуют крутые склоны, но склоны здесь были засеяны многолетними травами, которые уменьшают весенний сток. Согласно этим данным намечается влияние экспозиции, но для подтверждения необходим дополнительный материал.

В табл. 3 приводятся данные для вершин, повышенных выровненных участков (выпуклые формы рельефа), ровных, пониженных и заболоченных территорий, т. е. охвачены все основные формы рельефа, встречающиеся в пределах Эстонской ССР.

При сравнении видно, что экспериментальные данные табл. находятся в основном внутри соответственных интервалов табл. 2. По мере накопления эмпирического материала возможно уточнение данных схемы.

Возможно, что недостаточно учтено влияние экспозиции на крутых склонах, поскольку предполагалось, что перераспределение садков на крутых склонах имеет главное значение в формировании влагозапасов. Однако полученные большие разности в испаряемости между склонами северной и южной экспозиций, которые в зоне избыточного увлажнения составляют 15—25 см за теплый период (см. статью Е. Н. Романовой в этом же сборнике) указывают на влияние экспозиции на влажность почвы и на крутых склонах.

В соответствии с исходными материалами данные табл. 2 нехватывают всего разнообразия почв ЭССР. Составленная схема рименима для почв среднего механического свойства, т. е. для редных и легких суглинков, отчасти супесей (различия этих почв меньше взятого в табл. 2 и 3 интервала). Составить схему изменения влажности почвы в разных формах рельефа на легких песчаных почвах и тяжелых суглинках пока не представляется возможным, различия во влагозапасах легких и тяжелых почв очень велики. Так, по данным наблюдений за влажностью почвы, проведенным Отрядном (Ленинградская область) в 1970 г., весенние запасы влаги в слое 0—50 см на соседних участках в одинаковых условиях рельефа на песчаных почвах составили 155 мм, а на тяжелом суглинке — 246 мм.

Картирование влажности почвы в условиях холмистого рельефа Эстонской ССР по предложенной схеме (табл. 2, 3) для легких и тяжелых почв возможно при введении поправок на соответственный механический состав почвы.

При проведении экспериментальных наблюдений за влажностью почвы в пересеченной местности очень важно определение агрогидрологических свойств почвы в разных условиях рельефа. Эта необходимость обусловливается неоднородностью почв, которая нередко имеет место даже в пределах одного склона: при весеннем таянии и выпадениях обильных осадков происходит смыв почвы в верхних частях склонов и отложение смытых частиц у подножья склона. И. С. Шпак [11], подчеркивая влияние степени смытости на впитываемость воды почвой, вводит коэффициенты, которые колеблются от 1,0 для несмытых почв до 0,55 для сильно смытых.

А. Ф. Швебс [10] предлагает при количественной оценке влияния рельефа на влажность почвы вводить параметр, характеризующий степень эродированности почвы на разных склонах.

Очевидно, что эрозия существенно изменяет агрогидрологические свойства почвы. Вопрос изучения закономерностей изменения этих свойств в разных условиях рельефа приобретает первостепенное значение при характеристике влажности почвы в абсолютных единицах (например, запасах продуктивной влаги в мм). Чрезвычайно важно также получить количественные различия в запасах влаги для разных почв в одинаковых условиях рельефа. Все это позволит, как было отмечено выше, обеспечить сравнимость данных наблюдений, проводящихся в разных условиях рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматический справочник по Эстонской ССР. Л., Гидрометеиздат, 1960.
2. Романова Е. Н. Увлажнение почвы.— В кн.: Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Гл. X. Под ред. И. А. Гольцберга. Л., Гидрометеиздат, 1962, с. 216—228.
3. Родэ А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. Л., Гидрометеиздат, 1964, с. 664.
4. Романова Е. Н. Перераспределение влаги на пологих склонах и у их подножий в теплое время года.— «Труды ГГО», 1966, вып. 190, с. 3—19.
5. Романова Е. Н. Увлажнение почвы в пересеченной местности по сезонам.— «Труды ГГО», 1970, вып. 264, с. 23—44.
6. Темникова Н. С. Климат Риги и Рижского взморья. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 142.
7. Тайчинов С. И., Файзуллин М. М. Динамика влажности почвы по элементам рельефа.— «Почвоведение», 1958, № 10, с. 46—54.
8. Федосеев А. П. Влажность почвы в связи с рельефом местности.— «Труды КазНИГМИ», 1959, вып. 13, с. 66—88.
9. Фишман М. И. Накопление запасов влаги в почвах различных комплексов лесостепи как показатель их агропроизводственной группировки.— «Почвоведение», 1968, № 1, с. 51—65.
10. Швец А. Ф. Исследование динамики запасов почвенной влаги в теплый период в степной зоне УССР. Автореф. дисс. М., 1968, с. 38.
11. Шпак И. С. Методика расчета влагозапасов верхнего 10-ти сантиметровой слоя почвы.— «Труды УкрНИГМИ», 1964, вып. 46, с. 91—110.

МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКРЕСТНОСТЕЙ ЛЕНИНГРАДА

Физико-географические условия окрестностей Ленинграда очень разнообразны. Холмистый рельеф Карельского перешейка и части Ордовикского плато, большие равнины с различными почвами, частично заболоченными, обширные водные пространства на западе и востоке Ленинграда (Финский залив и Ладожское озеро) создают большую изменчивость климатических условий приземных слоев воздуха и почвы на близких расстояниях.

Относительно густая сеть метеорологических станций, результаты наблюдений которых в виде средних многолетних характеристик опубликованы в Справочнике по климату СССР, и установленные закономерности географической изменчивости микроклимата под влиянием подстилающей поверхности [3, 5, 6] позволяют в настоящее время выделить ведущие элементы ее и дать количественную оценку особенностей микроклимата разных частей окрестностей Ленинграда.

Макроклиматические условия на такой небольшой территории (в пределах 1° широты и $1,5^\circ$ долготы) не могут существенно различаться, хотя влияние широтного градиента температуры воздуха прослеживается довольно четко при переходе от возвышенностей Карельского перешейка к югу Ленинградской области.

Действительно, анализ только годового хода средних месячных характеристик температуры, осадков, влажности воздуха и радиационного режима по станциям метеорологической сети не дает оснований для детализации этой территории по общеклиматическим характеристикам. Но они дают общий фон, тот уровень отдельных элементов климата, к которому можно привязать микроклиматические расчеты. В то же время ленинградцы хорошо знают и практически используют мезо- и микроклиматические различия разных частей окрестностей Ленинграда [7].

Мезоклиматическое районирование окрестностей Ленинграда может быть сделано лишь условно (как и большинство физико-географических районирований), путем выделения ряда ведущих и преобладающих на данной территории факторов, определяющих количественные характеристики климата приземного слоя.

Мезоклиматические районы окрестностей Ленинграда

Номера условных обозначений по рис. 1	Районы	Лето		Зима			Весна	
		Длительность периодов, дни	Скорость ветра (июль, день), м/сек	Длительность периода (дни) с температурой ниже -5°	Средний из абсолютных годовых минимумов, $^{\circ}\text{C}$	Средняя макс. высота снежного покрова, см в поле в лесу	Время разрушения снежного покрова	
1	Карельский перешеек	45—50	110—120	> 5	> 100	> 40	> 60	10—15 IV
2	возвышенности	50—55	120—130	~ 4	95—100	< 45	< 60	5—10 IV
3	равнины	50—55	~ 100	3,5	95—100	< 45	< 60	5—10 IV
4	низменности	~ 60	> 150	> 5	85—90	< 30	> 40	10—15 IV
	Побережье Финского залива							
	К югу от Ленинграда							
5	Ордовикское плато	45—50	110—120	~ 5	95—100	< 30	> 40	5—10 IV
6	равнины	55—60	120—130	~ 4	85—90	< 30	> 40	1—5 IV
7	низменности	50—55	~ 110	3,5	85—90	< 30	> 40	1—5 IV

К таким ведущим факторам, определяющим условия перераспределения отдельных метеорологических элементов в приземном слое воздуха и почвы относится рельеф местности, тип почвы, ее механический состав и степень увлажнения, наличие заболоченных участков, водоемов разной протяженности и глубины. Большое значение имеет также характер облесенности территории.

Основой для районирования служили приведенные в «Атласе Ленинградской области» [2] физико-географические карты всех названных выше ведущих факторов, объединенных в ландшафтной карте. На основе этих физико-географических данных в окрестностях Ленинграда можно выделить семь районов (рис. 1) достаточно четко различающихся и по некоторым климатическим характеристикам (табл. 1).

Различия в длительности наиболее теплого периода летом со средней температурой выше 15° около 15 дней. Такого же порядка различия в длительности наиболее холодного периода зимой, со средней суточной температурой ниже -5° . Средний из абсолютных годовых минимумов температуры воздуха изменяется в пределах -28 , -33° , высота снежного покрова в пределах 15—20 см по территории и на 10—20 см при переходе от поля к лесу. Очень существенно, в пределах двух недель, изменяется время схода снежного покрова. Дольше всего снег лежит на возвышенностях Карельского перешейка и на побережье Финского залива; раньше всего сходит в южной части Ленинградской области.

После схода снежного покрова начинается просыхание и прогревание почвы, переход ее к мягкопластичному состоянию. Последнее, согласно карте Атласа [2], составленной Н. Г. Горышиной, раньше всего наступает на равнинах южной части области (между 20—25 IV), задерживаясь до начала мая на избыточно увлажненных низменностях, а также на возвышенностях Карельского перешейка.

Различия в среднем времени наступления мягкопластичного состояния почвы до двух недель определяют такой же разрыв в возможных сроках начала массовой пахоты и сева ранних яровых. Выборочная пахота и сев на более быстро просыхающих легких почвах начинается одновременно по всей территории.

Посадки картофеля и интенсивный рост трав начинаются после прогрева почвы до $7-8^{\circ}$ [1]. Но скорость прогревания почвы до этого уровня существенно различна для почв разного механического состава и разной степени увлажнения. Быстрее всего прогреваются легкие, относительно сухие почвы. Прогрев тяжелых и переувлажненных почв значительно запаздывает.

В окрестностях Ленинграда механический состав почв и условия увлажнения их при часто высоком стоянии грунтовых вод очень различны. Часто легкие песчаные почвы соседствуют с тяжелыми суглинками, глинистыми и торфяными почвами.

Изменчивость в сроках прогревания почв разного механического состава представлена в табл. 2. Соответствующие даты рассчитаны по графику, составленному Н. Г. Горышиной [4], по которому

прогрев легких почв до 8° опережает прогрев почв среднего механического состава на 10 дней, а тяжелых почв — на 20 дней. При расчете соответствующих дат прогрева почв различного механического состава учитывалось, что температура воздуха выше 8° устанавливается в окрестностях Ленинграда между 12—15 мая. Только

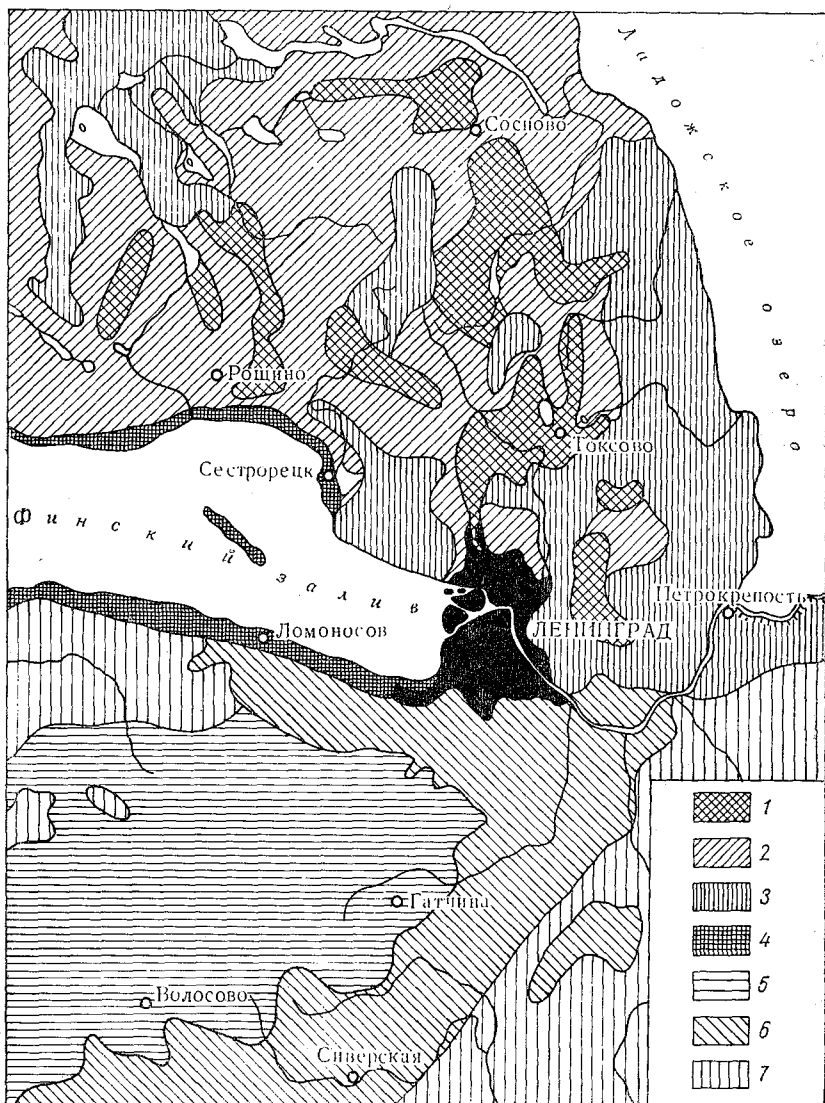


Рис. 1. Мезоклиматические районы окрестностей Ленинграда. Карельский перешеек: 1 — возвышенности; 2 — равнины; 3 — низменности; 4 — побережье Финского залива; районы к югу от Ленинграда: 5 — Ордовикское плато; 6 — равнины; 7 — низменности.

Термические характеристики пахотного слоя почвы (0—20 см) разного механического состава

Номера ус- ловных зна- ков по рис. 1	Район	Наступле- ние мягко- пластичного состояния	Средняя суточная температура						Период с темпе- ратурой выше 15°		
			выше 8°			выше 15°					
			1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	Карельский перешеек возвышенности	1—5 V	10 V	20 V	—	17 VI	—	—	80	—	—
2		26—30 IV	—	18 V	—	—	29 VI	—	—	60	—
3		1—5 V	—	—	5 VI	—	—	25 VII	—	—	45
4	Побережье Финского залива К югу от Ленинграда	26—30 IV	7 V	—	30 V	14 VI	—	20 VII	90	—	45
5		26—30 IV	7 V	17 V	30 V	14 VI	29 VI	—	90	—	—
6		20—25 IV	4 V	14 V	—	—	25 VI	20 VII	—	70	—
7	Ордовикское плато равнины низменности	1—5 V	—	14 V	30 V	—	—	20 VII	—	—	50

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

на равнинах к югу от Ленинграда эта дата наступает на 5—6 дней раньше.

Как видно из табл. 2, оптимальный по климатическим условиям срок посадки картофеля в достаточно прогретую почву изменяется от первых чисел мая для легких песчаных почв на равнинах к югу от Ленинграда до начала июня на тяжелых почвах в приневской низменности и на побережье Ладоги. На возвышенностях Карельского перешейка с преобладающими легкими почвами этот срок приходится на вторую декаду мая, совпадая с датами сева на суглинках Ордовикского плато.

Сроки прогрева пахотного слоя почвы до 15° при разном механическом составе ее различаются на близких расстояниях до 35—40 дней. На Карельском перешейке легкие сухие песчаные почвы на возвышенностях прогреваются до этого уровня температуры к началу третьей декады июня, а тяжелые, избыточно увлажненные почвы низменностей на побережье Ладожского озера только к середине третьей декады июля, а в годы с холодным летом могут вообще не прогреться до 15°. Переход температуры воздуха через этот предел на всем Карельском перешейке отмечается 25—26 июня.

Для районов к югу от Ленинграда этот переход температуры воздуха отмечается несколько раньше — около 19—20 июня. Соответственно несколько раньше прогревается и почва, но соотношение в сроках для легких и тяжелых почв сохраняется.

Для разных почв очень сильно различается длительность периода с температурой почвы выше 15°. Наибольшая длительность его отмечается на легких почвах побережья Финского залива (около 90 дней), наименьшая, порядка 45—50 дней, на избыточно увлажненных низменностях. Соответственно изменяется и возможная длительность наиболее интенсивного клубнеобразования у картофеля, которое начинается при прогреве почвы до 17—18° и заканчивается при температуре ее около 13°. Этот период на легких почвах длится около 75—80 дней, на суглинках 50—60 дней, на тяжелых почвах тоже около 50 дней, если учесть, что эти почвы, медленно просыхая и прогреваясь в начале лета, осенью относительно долго сохраняют тепло и становятся теплее легких почв. К сожалению, данных по термическому режиму тяжелых почв в справочниках по климату не приводится и указанные выше значения определены только по экспедиционным наблюдениям.

Сухие, незаболоченные участки на побережье Финского залива в пределах узкой полосы порядка 2—3 км от берега достаточно четко выделяются по своим мезоклиматическим условиям среди остальной территории. Под влиянием холодной волны Финского залива весна здесь относительно холодная и затяжная, но период с температурой воздуха выше 15° продолжительнее, чем даже в южной части области. Рисунок 2 показывает довольно существенные различия в степени «морских» влияний на изучаемой территории. Наиболее «континентальными» являются районы к югу от Ленинграда и Ордовикское плато, а Карельский перешеек занимает промежуточное положение.

Летом на побережье Финского залива в пределах Курортной зоны развивается бризовая циркуляция: осень относительно теплая и затяжная. Как это обычно бывает на плоских морских побережьях, увеличено число часов солнечного сияния, уменьшена облачность, значительно увеличен безморозный период. Однако эти благоприятные климатические условия слабо проявляются на избыточно-увлажненных или заболоченных участках побережья, например в районе Лахта — Ольгино.

На побережье Ладожского озера малое число метеорологических станций не позволило выделить такую зону. Но вследствие избыточного увлажнения почв низменного побережья эта зона очевидно не образуется или может проявляться только на небольших участках.

Условия увлажнения почвы также разнообразны и определяются физическими особенностями почв разного механического состава и глубиной залегания грунтовых вод. Согласно мелиоративной карте области [2] на Карельском перешейке возвышенности с преобладающими легкими почвами характеризуются как сухие, прилегающие равнины нормально, а низменности — избыточно увлажненные. На большей части побережья Финского залива почвы относительно сухие, также 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 в процентах от полевой влагоемкости при нормальном (оптимальном) увлажнении порядка 60—80%, при избыточном увлажнении более 90% [1].

Но в условиях изрезанного, холмистого рельефа Карельского перешейка и Ордовикского плато увлажнение почвы на склонах очень различно. Приведенная ниже табл. 3 составлена по работам Е. Н. Романовой [8, 9], основанным на большом эмпирическом материале, теоретически обобщенном в зональном разрезе.

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

Табл. 3 составлена для прямых и вогнутых склонов холмистого рельефа с преобладающими в окрестностях Ленинграда разностями относительных высот подошва — вершина от 5 до 25 м, для уклонов в пределах 2—10°.

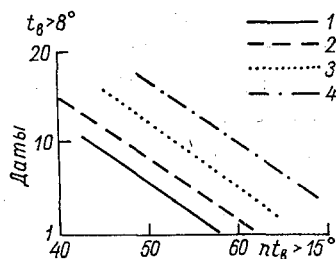


Рис. 2. Соотношение термических характеристик весны (мая) — даты установления температуры воздуха выше 8° ($t_8 > 8^\circ$) и лета — длительности периода с температурой воздуха выше 15° ($n_{t_8 > 15^\circ}$)

1 — равнины и низменности к югу от Ленинграда; 2 — Ордовикское плато; 3 — возвышенности и равнины Карельского перешейка; 4 — побережье и острова Финского залива.

Приход суммарной солнечной радиации летом при высоком стоянии Солнца, большой длительности дня и преобладании пологих склонов при разных их экспозициях по территории различается мало — в пределах $\pm 2-3\%$. Существенные различия, достигающие 11—15%, наблюдаются в марте и сентябре. Весной увеличенный приход солнечной радиации на южных склонах способствует более быстрому таянию снега, который на более крутых (уклон 5—10°) открытых южных склонах сходит на 6—8 дней раньше, чем на северных.

Таблица 3

Увлажнение суглинков (слой 0—50 см) в холмистом рельефе Карельского перешейка и Ордовикского плато

Увлажнение	ПВ%	Весна	Лето
		Экспозиция и часть склона	
Достаточное	50—60	Верхняя часть южных и западных	Средние части южных и западных
Оптимальное	60—80	Средние части южных и западных	Верхние и средние части северных и восточных; нижние части южных и западных
Влажно	80—90	Верхние и средние части северных и восточных	Нижние части северных и восточных
Избыточно влажно	>90	Нижние части склонов всех экспозиций	На склонах не наблюдается

Предложенная в табл. 1—3 количественная схема изменчивости климатических условий в приземном слое воздуха и почвы в окрестностях Ленинграда 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. В отдельных конкретных случаях она может быть усложнена и нарушена. Как пример этого, можно указать на более высокую температуру почвы и большую сухость ее на северном склоне, покрытом легкой супесью, по сравнению с суглинками южного склона, что было обнаружено при соответствующих наблюдениях во Всеволожском районе.

Часто аномально холодными ночью являются равнины, особенно с сухими торфяными почвами, на которые стекает холодный воздух с прилегающих возвышенностей.

В качестве примера несколько неожиданного влияния распределения температуры воздуха по склону можно указать на большее поражение ботвы картофеля одного сорта фитофторой в верхней

средней части склона пологого холма, обнаруженное несколько раз при экспедиционном обследовании распространения фитофторы в Прибалтике в 1966 г., проведенном А. И. Руденко при участии автора. Аналогичные условия могут наблюдаться и в окрестностях Ленинграда. Объяснить это явление можно реакцией грибка фитофторы на разность температуры в ясные тихие ночи $2-3^{\circ}$, обычно отмечаемой вдоль склона холмов в условиях северо-запада ЕТС. В нижней части склона, несмотря на более обильную росу, способствующую развитию грибка, рост его задерживается пониженной температурой.

В приведенном выше тексте основное внимание при изучении микроклимата окрестностей Ленинграда было обращено на влияние его на сельскохозяйственное производство. Не менее важен его учет при организации отдыха ленинградцев, которые в большинстве случаев стихийно учитывают эти различия. Лыжники весной хорошо используют увеличение продолжительности «лыжного» сезона на возвышенностях Карельского перешейка; осенью отдыхающие выезжают на более теплое побережье Финского залива. Большое значение для отдыхающих имеет состояние поверхности почвы. Обычно летом неблагоприятны для отдыха избыточно-увлажненные низменности и болота, которые однако успешно используются грибниками.

Соотношение микроклиматических разностей в среднем относительно мало изменяется по отдельным годам с разными погодными условиями. Но временная изменчивость погоды на северо-западе ЕТС, охватывающая одновременно большие территории, очень велика. Например, длительность периода с температурой воздуха выше 15° может изменяться при вероятности от 90 до 100% по отдельным годам от 26 до 70 дней при средней 50 дней. В отдельные годы с холодным летом средняя суточная температура выше 15° наблюдается лишь по несколько дней подряд, прерываясь периодами холода. В такие годы резко снижается прогрев почв любого механического состава. Особо холодными и сырыми остаются течение всего лета тяжелые минеральные и торфяные почвы. Ранние дружные весны разрыв во времени прогревания и прогрева легких и тяжелых почв уменьшается до 12—15 дней и увеличивается в годы с холодным летом.

ЛИТЕРАТУРА

- Агроклиматические ресурсы Ленинградской области. Л., Гидрометеониздат, 1971, с. 128.
Атлас Ленинградской области. М., ГУГК, 1967.
Гольцберг И. А. Климатические условия овощеводства на сев.-зап. ЕТС.— «Иzv. Геогр. об-ва», 1957, № 6, с. 537—542.
Горышина Н. Г. Теплообеспеченность почв на северо-западе ЕТС.— «Труды ГГО», 1970, вып. 264, с. 73—81.
Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельхозкультуры. Под ред. И. А. Гольцберга. Л., Гидрометеониздат, 1962, с. 250.

6. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Л., Гидрометеониздат, 1967, с. 286.
7. Покровская Т. В., Бычкова А. Т. Климат Ленинграда и его окрестностей. Л., Гидрометеониздат, 1967, с. 198.
8. Романова Е. Н. Увлажнение почвы в пересеченной местности по сезонам. «Труды ГГО», 1970, вып. 264, с. 23—43.
9. Романова Е. Н. Оценка местоположений по увлажнению почвы и необходимые мелиоративные мероприятия на территории СССР.—«Труды ГГО» 1972, вып. 288, с. 66—82.

ИЗМЕНЕНИЕ ИСПАРЯЕМОСТИ НА СКЛОНАХ РАЗЛИЧНЫХ ЭКСПОЗИЦИЙ И КРУТИЗНЫ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Изучение особенностей испаряемости на различных склонах важно для теории микроклимата и при решении ряда прикладных задач в области метеорологии, агроклиматологии и др.

Разными авторами разработано много принципиально различных и достаточно обоснованных методов определения испаряемости на выровненных территориях и ни один из них не может быть применен для склонов по той причине, что вследствие наличия направленных воздушных течений и интенсивного турбулентного обмена днем, в условиях холмистого рельефа наблюдается искажение локальных значений градиентов метеорологических элементов в нижнем слое при непрерывном воздухообмене с соседними участками.

Из всех существующих методов определения испаряемости метод, предложенный М. И. Будыко [2], по которому испаряемость определяется по отношению радиационного баланса увлажненной поверхности R_0 к скрытой теплоте парообразования L , т. е. по отношению $\frac{R_0}{L}$, можно признать пригодным для определения испаряемости на склонах, поскольку этот метод свободен от указанных выше ошибок вычисления испаряемости другими методами в условиях пересеченного рельефа. Этот метод и был принят за основу при расчетах испаряемости на склонах.

Расчеты R_0 основывались на методике К. Я. Кондратьева М. П. Моноловой [5]. Количественные данные для расчетов прямой и рассеянной радиации для действительных условий облачности и по альбедо были взяты из Справочников по климату СССР (часть 1) по всем имеющимся в справочниках станциям, отношения прямой радиации на склонах разных экспозиций к радиации на ровном месте взяты из работы Т. А. Голубовой [7], данные по эффективному излучению, определенному по температуре воздуха, — из материалов Н. А. Ефимовой [3].

Радиационный метод определения испаряемости недостаточно точно учитывает теплоэнергетические ресурсы различных климатических зон, в особенности, если расчеты производятся для внутригодовых периодов (сезонов, месяцев).

Остановимся на точности метода определения испаряемости по отношению $\frac{R_0}{L}$ и возможностях его корректировки. Л. И. Зубено производила сравнение этого метода с комплексным методом определения испаряемости и получила, что в зоне избыточного увлажнения значения испаряемости, полученные по радиационному балансу, больше значений, рассчитанных по комплексному методу, на 20%, а в сухой зоне значения испаряемости, вычисленные по ради-

Таблица

Поправочный множитель к $\frac{R_0}{L}$

Номер зоны	Зона увлажнения	Поправочный множитель	Номер зоны	Зона увлажнения	Поправочный множитель
I	Избыточное	0,80	IV	Засушливая	1,08
II	Достаточное	0,94	V	Очень засушливая	1,13
III	Слабозасушливая	1,02	VI	Сухая	1,20

ационному балансу, напротив, занижены на 20% по сравнению с результатами, вычисленными по комплексному методу. Эти различия вполне закономерны, так как теплоэнергетические ресурсы испарения определяются не только радиационным балансом, но и турбулентным и адвективным потоками тепла, что было отмечено в ряде работ различных авторов [2, 4, 6].

В зоне избыточного увлажнения, охватывающей северные районы нашей страны, где часты вторжения холодных воздушных масс, теплоэнергетические ресурсы испарения оказываются несколько меньше радиационного баланса. Напротив, в южных, сухих районах страны теплоэнергетические ресурсы испаряемости превосходят радиационный баланс за счет тепла от турбулентного теплообмена и частых адвекций более теплых воздушных масс. В связи с этим возможно уточнение значений испаряемости, вычисленных по радиационному балансу, на величины, полученные Л. И. Зубеном при сравнении данного метода с комплексным.

В табл. 1 приводится поправочный множитель к $\frac{R_0}{L}$ для разных зон увлажнения, который вводился в наши расчеты при вычислении зональных значений испаряемости.

При получении этого множителя было сделано предположение, что изменение его при переходе от зоны избыточного увлажнения к сухой зоне происходит линейно. Следовательно, при расчете испаряемости за теплый период (апрель — сентябрь) по радиационному балансу для выровненных территорий следует вводить соответствующий для той или иной зоны увлажнения коэффициент из табл. 1.

Суммы испаряемости на склонах за вегетационный период (IV—IX) по зонам увлажнения

Зона увлажнения	Экспозиция склона																
	Ров- ное место	северная				южная				восточная				западная			
		крутизна склона, град.															
		5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20
I. Избыточ- ное ув- лажнение	58,9	54,4	49,2	44,1	40,0	60,0	63,5	66,6	70,5	58,9	57,2	56,5	56,7	58,9	57,4	57,1	57,5
	47,0	43,5	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
	11,9	10,9	9,8	8,8	8,0	12,0	12,7	13,4	14,1	11,9	11,4	11,3	11,3	11,9	11,5	11,4	11,5
II. Доста- точное увлажне- ние	68,0	62,4	56,3	52,0	47,7	71,7	74,3	77,8	84,4	68,0	67,4	67,3	67,9	68,0	65,7	65,2	64,5
	63,9	58,7	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
	4,1	3,7	3,3	2,5	2,9	4,3	5,9	4,6	5,2	4,1	4,1	4,1	4,1	4,1	4,0	3,9	2,9
III. Слабо- засушли- вая	71,7	66,5	61,0	54,9	49,4	77,0	79,8	82,9	89,2	71,7	72,5	71,5	70,7	71,7	70,4	70,1	70,1
	73,3	67,9	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
	-1,6	-1,4	-1,3	-1,2	-1,1	0,0	-1,8	-0,7	1,1	-1,6	-1,5	-1,5	-1,6	-1,6	-1,6	-1,5	-1,5
IV. Засуш- ливая	78,5	73,5	67,6	62,0	57,1	83,2	86,0	89,6	93,6	78,5	78,1	77,9	78,0	78,5	76,5	75,1	74,4
	84,8	79,4	73,0	66,9	61,7	90,0	92,9	97,1	101,3	81,8	84,4	84,5	84,3	84,8	82,6	81,2	80,3
	-6,3	-5,9	-5,4	-4,9	-4,6	-6,3	-6,9	-7,1	-7,7	-6,3	-6,3	-6,3	-6,3	-6,3	-6,1	-6,1	-5,9
V. Очень засушли- вая	80,9	75,7	69,3	64,2	59,4	85,5	88,7	91,7	94,0	80,9	80,7	80,4	80,0	80,9	79,2	77,1	75,6
	91,5	85,5	78,2	72,5	67,1	96,6	100,4	103,5	106,3	91,5	91,2	90,9	90,4	91,5	89,5	87,2	85,4
	-10,6	-9,8	-8,9	-8,3	-7,7	-11,1	-11,7	-11,6	-12,3	-10,6	-10,5	-10,5	-10,4	-10,6	-10,3	-10,1	-9,8
VI. Сухая	86,4	81,0	76,1	69,4	63,0	92,0	94,6	98,3	101,1	86,4	87,9	86,0	84,2	86,4	84,5	82,3	80,1
	103,7	97,2	90,1	83,3	75,6	110,4	113,5	118,0	121,3	103,7	105,5	103,2	101,1	103,7	101,4	98,8	96,1
	-17,3	-16,2	-14,0	-13,9	-12,6	-18,4	-18,9	-19,7	-20,2	-17,3	-17,6	-17,2	-16,9	-17,3	-16,9	-16,5	-16,0

Примечание. 1-я строка—отношение $\frac{R_0}{L}$, 2-я строка—значения, исправленные по табл. 1, 3-я строка—разность между первым и вторым значением испаряемости.

Естественно, возникает вопрос, можно ли пользоваться этим коэффициентом для учета испаряемости на склонах. На склонах различной ориентации и крутизны условия прихода—расхода солнечной радиации и увлажнения отличаются от условий ровных мест. Эти различия учитываются при расчете R_0 для конкретных склонов.

Поправочные множители табл. 1 зависят в основном от свойств каждой зоны общих теплоэнергетических ресурсов испаряемости, которые характерны для зоны в целом и не изменяются в пределах небольших ограниченных пространств. Очевидно, для каждой зоны поправки к $\frac{R_0}{L}$ должны быть едины для всех форм рельефа при определении величины испаряемости в целом за теплый период (апрель — сентябрь).

Применять эти же самые коэффициенты для отдельных сезонов (весна, лето, осень) или отдельных месяцев вероятно нельзя, так как погодные условия в отдельные сезоны крайне неоднородны. По-видимому, можно согласиться с В. С. Мезенцевым и И. В. Карнацевичем [6], что с достаточной точностью суммарную испаряемость можно рассчитывать по отдельным месяцам, а следовательно, и по сезонам, пропорционально средним месячным дефицитам влажности воздуха.

Испаряемость рассчитывалась для четырех основных экспозиций (северной, южной, восточной и западной) склонов крутизной 5, 10, 15, 20°. Результаты сведены в табл. 2, в которой представлены суммы испаряемости за теплый период года (апрель — сентябрь) для территории СССР по зонам увлажнения. В табл. 2 приводятся значения испаряемости, не только полученные непосредственно от деления R_0 на скрытую теплоту парообразования ($L=600$ кал/г), но исправленные по табл. 1.

Разности между исправленными и неисправленными значениями испаряемости меняются в зависимости от зоны увлажнения. Различия в слабозасушливой зоне не превышают 1,0—1,5 см за весь период. В зоне избыточного увлажнения эти различия заключены в диапазоне 8—14 см. Четко проявляется их увеличение на склонах южной ориентации (12—14 см) и уменьшение на северных склонах (8—10 см). Западные и восточные склоны почти не отличаются от ровного места.

В засушливой зоне рассматриваемые разности сравнительно не велики и заключены в диапазоне от —5 до —7 см за период (исправленные значения E_0 больше, чем неисправленные).

В очень засушливой зоне абсолютные величины разностей почти такие же как в зоне избыточного увлажнения (8—12 см), но противоположны по знаку. Больше всего исправленные значения испаряемости отличаются от неисправленных в сухой зоне, где они изменяются от —13 см до —20 см.

Как следует из табл. 2, разности между исправленными и не исправленными значениями испаряемости по абсолютной величине находятся в пределах каждой зоны увлажнения в прямой зависимости от радиационного баланса. Это приводит к тому, что в зонах

избыточного и достаточного увлажнения, где поправка имеет отрицательный знак, различия в испаряемости на склонах и на ровном месте по исправленным значениям меньше, чем по неисправленным. Во всех других зонах, где поправка положительна, картина обратная — указанные различия в испаряемости больше по исправленным значениям, чем по неисправленным.

Для количественной иллюстрации представлена табл. 3, в которой кроме описанных различий ($E_{0\text{скл}} - E_{0\text{р-м}}$) для неисправленных

Таблица 3

Разности ($E_{0\text{скл}} - E_{0\text{р-м}}$) и ($E_{0\text{с}} - E_{0\text{ю}}$) при неисправленных (1-я строка) и исправленных (2-я строка) значениях испаряемости

Зона увлажнения	Северный склон — ровное место	Южный склон — ровное место	Северный — южный склоны	Зона увлажнения	Северный склон — ровное место	Южный склон — ровное место	Северный — южный склоны
I. Избыточное	—18,9 —15,0	+11,6 + 9,4	—30,5 —24,4	IV. Засушливая	—21,4 —23,1	15,1 16,5	—21,4 —39,6
II. Достаточное	—20,3 —19,1	16,4 15,3	—22,0 —20,0	V. Очень засушливая	—21,5 —24,4	13,1 14,8	—34,6 —39,2
III. Слабозасушливая	—22,3 —22,8	18,5 17,8	—39,8 —40,6	VI. Сухая	—23,6 —28,1	14,7 17,6	—38,1 —45,7

исправленных значений испаряемости даются разности между северными и южными склонами крутизной 20° также для исправленных и неисправленных значений испаряемости. Разности в испаряемости между северными и южными склонами в зонах избыточного и достаточного увлажнения больше при неисправленных значениях E_0 , в остальных зонах — больше при исправленных значениях E_0 .

Испаряемость, рассчитанная по радиационному балансу для увлажненной поверхности E_{0R} в целом для территории СССР, характеризуется меньшими контрастами при переходе из одной зоны увлажнения в другую, чем исправленные величины испаряемости E_0 .

Приведенные материалы (табл. 2, 3) позволяют сделать заключение, что отношение $\frac{R_0}{L}$ дает сглаженный по территории ход испаряемости; разница приблизительно в 30 см за период апрель — сентябрь недостаточно велика для перехода от зоны избыточного увлажнения к сухой зоне. При исправленных значениях испаряемости эта разница возрастает почти вдвое (~ 60 см) за период, что безусловно больше соответствует ландшафтным изменениям по территории от тайги до полупустыни и пустыни.

В дальнейшем в работе будет использована исправленная испаряемость E_0 .

Испаряемость за теплый период в разных зонах увлажнения представлена на рис. 1. Отсутствие разброса точек указывает на надежность полученных данных по испаряемости на склонах для всей территории СССР. Этот рисунок иллюстрирует увеличение различий в испаряемости при возрастании крутизны склонов разных экспозиций. Так, при крутизне 5° испаряемость на южном склоне больше, чем на северном, в зоне избыточного увлажнения всего на 4,5 см, в сухой зоне — на 16,3 см. Западные и восточные склоны

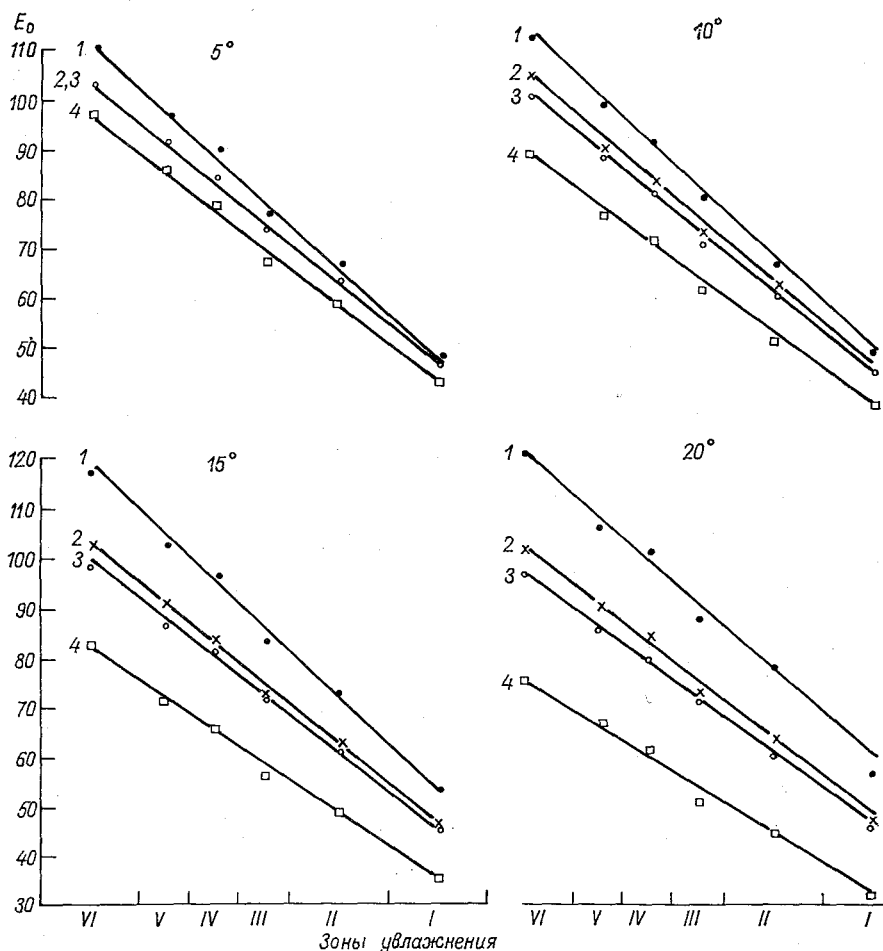


Рис. 1. Испаряемость за теплый период на склонах разной крутизны в разных зонах увлажнения.

Склоны: 1 — южные, 2 — восточные, 3 — западные, 4 — северные; зоны увлажнения: I — избыточное, II — достаточное, III — слабозасушливая, IV — засушливая, V — очень засушливая, VI — сухая.

ливаются в одну линию, т. е. различия в испаряемости отсутствуют здесь вообще.

При крутизне 10° в зоне избыточного увлажнения испаряемость на южных склонах отличается от испаряемости на северных на 1,4 см, в сухой зоне — на 23,6 см. Различия в испаряемости между восточными и западными склонами невелики; восточные характеризуются в среднем несколько большей испаряемостью (на 2—3 см).

Для склонов крутизной 15 и 20° характерно дальнейшее увеличение различий в испаряемости между южными и северными склонами: на севере они составляют соответственно ~ 21 и 35 см, на юге — 24,4 и 45,9 см.

Таблица 4

Зона увлажнения	$\left(\frac{E_{0ю} - E_{0с}}{E_{0ю}} \right) \%$			
	Крутизна склонов, град.			
	5	10	15	20
I. Избыточное	10	22	40	43
VI. Сухая	12	18	29	38

На склонах крутизной 20° заметно различие между западными и восточными склонами, но даже в засушливой и сухой зонах эти различия не превышают 4—5 см.

Приведенные цифры показывают возрастание различий в испаряемости на склонах разных экспозиций, но одинаковой крутизны от севера к югу (рис. 1).

Таким образом, в абсолютных значениях контрастность в испаряемости на склонах разных экспозиций возрастает к югу. Однако в процентном отношении картина иная: лишь на склонах в 5° различие в испаряемости несколько больше в сухой зоне, чем на севере, при крутизне склонов 10, 15, 20° контрастность северных и южных склонов больше на севере, чем на юге (табл. 4).

Приведенная табл. 4 показывает, что использование количественных показателей в процентных единицах не всегда согласуется с качественным отношении с абсолютными величинами метеорологических элементов.

Поскольку формирование микроклиматов, климатов и ландшафтов в целом определяется количественными показателями в их абсолютных значениях, относительными характеристиками, в данном случае процентными, нужно пользоваться с ограничениями. В конкретном примере (табл. 4) данные по процентам могут быть использованы при пересчетах испаряемости, например, по данным южных склонов для северных или наоборот. В географическом

Разности испаряемости (см) за теплый период между зонами на разных склонах

Зоны увлаж- нения	Ров- ное место	Экспозиция склонов															
		северная				южная				восточная				западная			
		крутизна склонов, град.															
		5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20
II—I	16,9	15,2	13,6	14,2	12,8	19,4	17,6	20,0	22,8	16,9	17,5	18,0	18,4	16,9	15,8	15,6	15,6
III—II	9,4	9,2	9,3	6,6	5,7	9,6	13,2	10,4	8,9	9,4	10,7	9,8	8,5	9,4	10,3	10,3	10,0
IV—III	11,5	11,5	10,7	10,8	11,2	13,0	11,3	13,1	13,2	11,5	10,4	11,2	12,0	11,5	10,6	9,6	8,7
V—IV	6,7	6,1	5,2	5,6	5,4	6,6	6,8	6,8	5,3	6,7	6,8	6,7	6,1	6,7	6,9	6,0	5,1
VI—V	12,2	11,7	11,9	10,8	8,5	13,8	13,1	14,5	15,0	12,2	13,3	12,3	10,7	12,2	11,9	11,6	10,7
VI—I	56,7	54,7	50,7	48,0	43,6	62,4	62,7	64,8	62,9	56,7	59,7	58,0	55,7	56,7	55,5	53,1	50,1

Примечание. Нумерация зон дана в соответствии с рис. 1.

Разности испаряемости на склонах за теплый период по зонам увлажнения ($E_{0, \text{скл}} - E_{0, \text{р-м}}$)

Зона увлажнения	Экспозиция склонов																							
	северная						южная						восточная						западная					
	крутизна склонов, град.																							
	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20				
I	-3,5	-7,6	-11,7	-15,0	1,0	3,8	6,2	9,4	0,0	-1,2	-1,8	-1,6	0,0	-1,1	-1,3	-1,0	0,0	-1,1	-1,3	-1,0				
II	-5,2	-10,9	-14,4	-19,1	3,5	4,5	9,3	15,3	0,0	-0,6	-0,7	-0,1	0,0	-2,2	-2,6	-2,3	0,0	-2,2	-2,6	-2,3				
III	-5,4	-11,0	-17,2	-22,8	5,4	8,3	10,3	16,7	0,0	0,6	-0,6	-1,0	0,0	-1,3	-1,7	-1,7	0,0	-1,3	-1,7	-1,7				
IV	-5,4	-11,8	-17,9	-23,1	5,2	8,1	11,9	16,5	0,0	-0,4	-0,6	-0,5	0,0	-2,2	-3,6	-4,5	0,0	-2,2	-3,6	-4,5				
V	-6,0	-13,3	-19,0	-24,4	5,1	8,9	12,0	14,8	0,0	-0,3	-0,6	-1,1	0,0	-1,7	-4,0	-5,8	0,0	-1,7	-4,0	-5,8				
VI	-6,5	-13,6	-20,4	-28,1	6,7	9,8	14,5	17,6	0,0	1,8	-0,5	-2,6	0,0	-2,3	-4,9	-7,6	0,0	-2,3	-4,9	-7,6				

Отношения испаряемости на склонах к испаряемости на ровном месте $\frac{E_{\text{оскл}}}{E_{\text{ор.м}}}$

Зона увлажнения	Экспозиция склонов															
	северная				южная				восточная				западная			
	крутизна склонов, град.															
	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20
I	0,92	0,84	0,75	0,68	1,02	1,08	1,13	1,20	1,00	0,98	0,96	0,97	1,00	0,98	0,96	0,98
II	0,92	0,83	0,77	0,70	1,05	1,07	1,14	1,24	1,00	0,99	0,99	1,00	1,00	0,97	0,96	0,97
III	0,93	0,85	0,77	0,69	1,07	1,11	1,14	1,22	1,00	1,01	1,00	0,99	1,00	0,98	0,97	0,97
IV	0,93	0,86	0,79	0,73	1,05	1,09	1,14	1,20	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,98	0,96	0,95
V	0,93	0,86	0,79	0,73	1,05	1,10	1,13	1,17	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,98	0,96	0,94
VI	0,94	0,87	0,80	0,73	1,06	1,09	1,14	1,17	1,00	1,02	1,00	0,97	1,00	0,97	0,96	0,93
Среднее	0,93	0,85	0,78	0,71	1,05	1,09	1,14	1,20	1,00	1,00	0,99	0,98	1,00	0,98	0,96	0,95

лане в целом для характеристики изменения испаряемости на северных и южных склонах эта таблица не показательна.

Рассмотрим разности в испаряемости между зонами увлажнения для разных условий рельефа (табл. 5). Прежде всего следует отметить неравномерность изменений разностей от зоны к зоне: наибольшие различия в испаряемости наблюдаются при переходе от зоны избыточного увлажнения к зоне достаточного, наименьшие — от засушливой к очень засушливой.

Причины неравномерного изменения испаряемости при переходе от одной зоны увлажнения к другой не вполне ясны, возможно это явление обуславливается ландшафтными особенностями или изменением радиационного баланса по территории.

Если сравнивать межзональные изменения испаряемости на склонах разных экспозиций, то естественно, наибольшие различия наблюдаются на крутых южных склонах, наименьшие — на крутых северных. На западных и восточных склонах испаряемость характеризуется примерно такими же значениями, как и на ровном месте.

Это позволяет сделать вывод, что условия испаряемости на южных склонах меняются по территории СССР сильнее, чем на выровненных участках и на склонах других экспозиций, в особенности на северных.

По нижней строке табл. 5, в которой дается разность испаряемости, между зоной избыточного увлажнения и сухой зоной, этот вывод прослеживается наиболее четко.

Рассмотрим разности испаряемости на склонах различной экспозиции и крутизны по сравнению с ровным местом в пределах всех шести зон увлажнения. В табл. 6 на склонах крутизной 5, 10, 15 и 20° северной и южной экспозиций наблюдается постепенное возрастание разностей как с увеличением крутизны склона, так и от зоны к зоне. На склонах северной экспозиции испаряемость уменьшена по сравнению с ровными участками при крутизне 5° в зоне избыточного увлажнения на 3,5 см, в сухой зоне — на 6,5 см, при

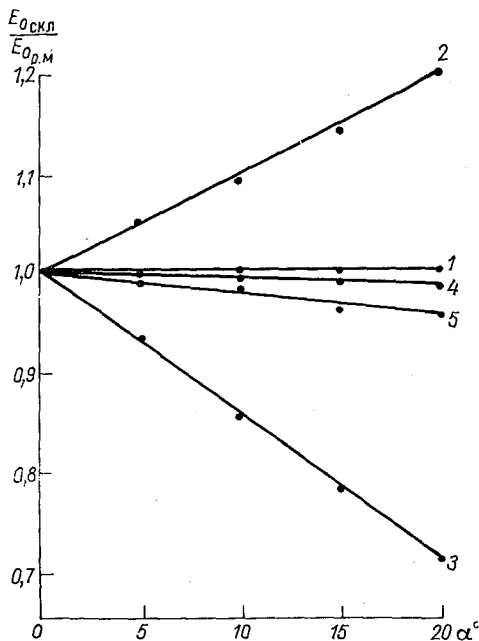


Рис. 2. Номограмма для определения отношения $\frac{E_{0\text{скл}}}{E_{0\text{р.м}}}$ в зависимости от крутизны

ны склона α° и местоположения.

Местоположение: 1 — ровное место; склоны; 2 — южные, 3 — северные, 4 — восточные, 5 — западные.

крутизне 20° соответственно на 15,0 и 28,1 см. На южных склонах наблюдается аналогичная закономерность, только испаряемость на южных склонах отличается от испаряемости на ровном месте на меньшие величины, чем на северных склонах: увеличение испаряемости на южном склоне крутизной 20° составляет 17,6 см.

Восточные и западные склоны отличаются по испаряемости с ровных участков. На склонах этих экспозиций при крутизне 10° и более имеет место небольшое уменьшение испаряемости, причем на склонах западных экспозиций это уменьшение больше, чем на восточных, и достигает в засушливой и сухой зонах при крутизне 15 и 20° — 4,0—7,6 см за теплый период.

Помимо рассмотренных разностей, были сосчитаны и отношения испаряемости на склонах к испаряемости на ровном месте $\frac{E_{0_{скл}}}{E_{0_{р.м}}}$. Результаты представлены в табл. 7. Анализ этой таблицы позволяет сделать вывод, что отношения $\frac{E_{0_{скл}}}{E_{0_{р.м}}}$ существенно зависят от экспозиции и крутизны склона, но почти не изменяются по территории: отношение $\frac{E_{0_{скл}}}{E_{0_{р.м}}}$ несколько меньше в зоне избыточного увлажнения и очень медленно возрастает к югу. Если вычислить среднее отношение для склона данной экспозиции и крутизны, то отклонения от этого среднего не превышают $\pm 0,02$ (исключение составляет южный склон крутизной 20°, где наибольшее отклонение составляет 0,04).

В связи с изложенным представляется возможность по данным табл. 6 составить номограмму, с помощью которой можно определять отношение $\frac{E_{0_{скл}}}{E_{0_{р.м}}}$ для четырех основных экспозиций в диапазоне крутизны 0—20° для всей территории Советского Союза. Такая номограмма представлена на рис. 2, где по оси абсцисс отложена крутизна склона, а по ординате — отношение $\frac{E_{0_{скл}}}{E_{0_{р.м}}}$. Точки нанесены согласно данным табл. 6. Для каждой экспозиции (северной, южной, восточной, западной) зависимость линейная, разброс точек отсутствует.

Аналитически эта номограмма выражается в следующем виде: для южного склона

$$\frac{E_{0_{ю}}}{E_{0_{р.м}}} = 1 + 0,01 \alpha; \quad (1)$$

для северного склона

$$\frac{E_{0_{с}}}{E_{0_{р.м}}} = 1 - 0,014 \alpha; \quad (2)$$

ля восточного склона

$$\frac{E_{0в}}{E_{0р. м}} = 1 - 0,001; \quad (3)$$

ля западного склона

$$\frac{E_{0з}}{E_{0р. м}} = 1 - 0,002; \quad (4)$$

де α — крутизна склона в диапазоне до 20° .

Для склонов круче 20° расчеты не производились. Возможно, линейная зависимость отношения $\frac{E_{0скл}}{E_{0р. м}}$ сохраняется и на более крутых склонах.

ЛИТЕРАТУРА

- Алпатыев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 324.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, с. 256.
- Ефимова Н. А. К методике расчета месячных величин эффективного излучения. — «Метеорология и гидрология», 1961, № 10, с. 28—33.
- Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии. Л., Изд. ЛГУ, 1953, с. 392.
- Кондратьев К. Я., Монолова М. П. Радиационный баланс наклонных поверхностей. — В кн.: Труды II Всесоюзной конференции по световому климату. М., Госстройиздат, 1961, с. 45—60.
- Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 168.
- Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 7—11.

ОЦЕНКА ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ МНОГОЛЕТНИХ ТРАВ НА ЛЕГКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВАХ ЭСТОНСКОЙ ССР

Территория Эстонской ССР находится в зоне избыточного увлажнения, где управление водным режимом полей является одним из важных, а в некоторых случаях и самым важным приемом повышения производительности угодий, используемых в сельском хозяйстве.

Для характеристики влагообеспеченности полей с многолетними травами на легких минеральных почвах использован коэффициент почвенно-атмосферного увлажнения K_c , равный

$$K_c = \frac{W_n - W_k + X}{E_n}, \quad (1)$$

и норма искусственного регулирования водного режима почвы

$$H = X + W_n - W_k - E_n, \quad (2)$$

где W_n — весенние запасы влаги в почве, W_k — критическая влажность почвы для роста трав, X — осадки, E_n — водопотребление трав при оптимальном влагозапасе. Все величины в формуле (2) даны в миллиметрах.

Результаты наблюдений в опытах с многолетними травами [10, 11] за 1968—1972 гг. показали, что в среднем уменьшение K_c на 0,1 снижает конечный урожай на 10%.

Опыты в различных природных условиях показали [2], что в практических целях суммарную потребность в воде посевов E_n с точностью до 10—15% можно рассчитать по уравнениям

$$E_n = K_R \sum R, \quad (3)$$

$$E_n = K_D \sum D, \quad (4)$$

$$E_n = K_T \sum T, \quad (5)$$

где K_R , K_T , K_D — эмпирические коэффициенты, R — радиационный баланс за вегетационный период, $\sum D$ и $\sum T$ — сумма средних суточных дефицитов влажности и температуры воздуха за вегетационный период.

Выбор уравнения расчета для данной местности зависит от соответствия расчетных величин испарения фактически измеренным. В условиях Эстонской ССР начиная с 1967 г. на кафедре меликации ЭСХА было проведено изучение влияния метеорологических факторов на суммарное испарение на культурном пастбище. Установлено, что величины суммарного испарения за декаду хорошо коррелируют со средними декадными значениями температуры и дефицита влажности воздуха. Теснота связи характеризуется коэффициентом корреляции 0,95. Для расчета суммарного испарения за декаду хорошо подходит следующая формула, полученная в работе [13]

$$E_n = 0,36 dt K_{dt}, \quad (6)$$

где d — средний декадный дефицит влажности воздуха, t — средняя декадная температура воздуха, K_{dt} — эмпирический коэффициент, который для культурных пастбищ изменяется от 0,80 и до 1,20, в среднем он равен 1,0.

Сопоставление расчетных величин суммарного испарения по формулам (3) — (6) с результатами измерений суммарного испарения травами в оптимальных условиях влажности почвы на опытных участках показало, что с соответствующим подбором коэффициентов все расчетные формулы дают близкие результаты. На величину коэффициентов K_D , K_T и K_{dt} сильное влияние оказывает близость моря, которое существенно осложняет расчеты по этим формулам в прибрежной зоне. Ограниченность возможностей использования формулы (6) в прибрежной зоне признают и сами авторы, рекомендуя эту формулу [15, 19].

Для нужд растениеводства во многих частях Эстонской ССР проведены опыты по определению эффективности искусственного регулирования водного режима дождеванием. Практика показала, что наиболее эффективным оказалось дождевание в прибрежной зоне материковой части территории Эстонии и на островах, а также на возвышенностях с эродированными почвами [9, 12, 14, 16, 18, 20].

При изучении условий увлажнения многолетних трав в Эстонской ССР можно считать перспективным использование методов расчета водопотребления по радиационному балансу, дающих хорошие результаты в прибрежной зоне и позволяющих учитывать микроклиматические особенности, возникающие под влиянием рельефа.

Часть радиационного тепла расходуется на теплоток в почву. Учитывая последнее, вместо (3) получим

$$E_n = K_{R-B} \sum (R - B). \quad (7)$$

На основе данных наблюдений с 1968—1972 гг. на фоне оптимального минерального питания в среднем за период интенсивного роста трав получено следующее соотношение:

$$E_n = 0,70 \sum \left(\frac{R - B}{L} \right), \quad (8)$$

где L — скрытая теплота парообразования, E_n — в мм.

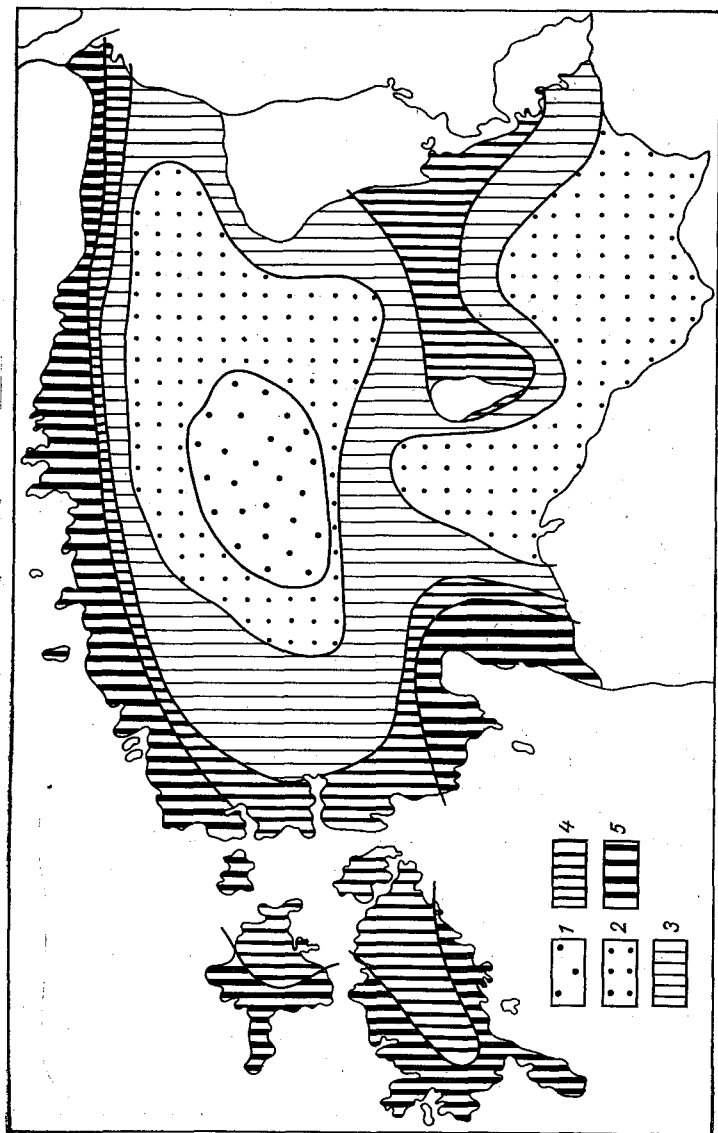


Рис. 1. Распределение $\frac{R}{L}$ многолетних трав в Эстонской ССР с мая по сентябрь.

R мм: 1 — < 525 , 2 — $526 - 535$, 3 — $536 - 545$, 4 — $546 - 555$, 5 — > 556 ,
 L

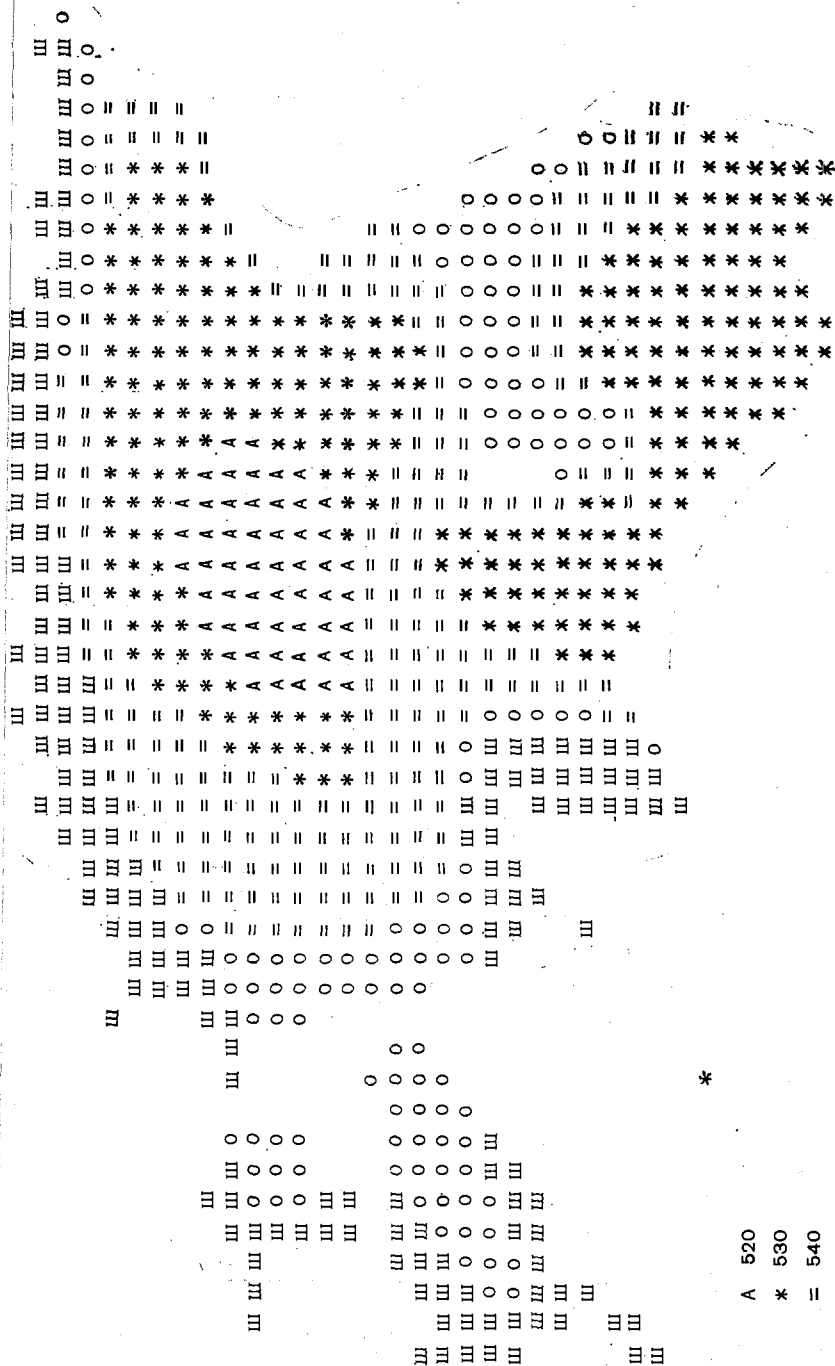


Рис. 2. Машинная карта распределения R/L многометных трав в Эстонской ССР (мм).

Экспериментальное определение теплового потока в почву по методу теплового баланса или независимым методом по существующей расчетной схеме сопровождается значительными ошибками [3]. Теплобалансовые наблюдения на опытных участках показали, что под травами B колеблется в пределах 5—15% от радиационного баланса и на основе вышесказанного в расчетах тепловой поток в почву был принят равным 10% от R .

Коэффициент K_{R-B} зависит главным образом от турбулентного потока тепла и фазы развития растений. Изменение во времени коэффициентов в формулах (3)—(7) называется биологической кривой водопотребления данной культуры [1, 2, 4, 8 и др.]. После начала интенсивного роста многолетних трав на культурных пастбищах в течение вегетационного периода растения находятся в вегетативном состоянии и при оптимальном режиме выпасов в фазе интенсивного роста. Биологические коэффициенты испарения по непосредственным измерениям в условиях Эстонской ССР [13, 19] мало изменчивы в летние месяцы и в расчете водопотребления вместо биологических кривых можно пользоваться одним коэффициентом.

Составление карт распределения E_{Π} на основе распределения радиационного баланса, K_c и H по отдельным месяцам и периодам, расчет величины площадей с одинаковыми значениями этих величин, а также вычисление средних величин по площади является очень трудоемкой задачей. Поэтому была сделана попытка решать эти вопросы при помощи ЭВМ Минск-22.

Для ввода в ЭВМ исходных данных на карты распределения R и X на территории Эстонской ССР были нанесены сетки соответственно транспаранту машины. В каждом прямоугольнике определялись преобладающие значения R и X , которые затем вводились в ЭВМ. Результаты расчетов отпечатаны в виде картограмм.

На рис. 1 представлена карта распределения $\frac{R}{L}$ для многолетних трав за период май — сентябрь. На рис. 2 дана карта распределения $\frac{R}{L}$ на территории Эстонской ССР, составленная при помощи ЭВМ. Последняя менее наглядна, но читается хорошо и дает возможность производить различные расчеты.

Характер распределения $\frac{R}{L}$ и E_{Π} за период май — сентябрь в общих чертах сходен с распределением остальных видов радиации на территории Эстонской ССР [5].

Для сравнения полученных нами результатов в табл. 1 приводятся значения E_{Π} по отдельным пунктам и средневзвешенные значения по площади на территории Эстонской ССР по формуле

$$E_{\Pi} = \frac{E_{\Pi_1} \Pi_1 + E_{\Pi_2} \Pi_2 + E_{\Pi_3} \Pi_3 + \dots + E_{\Pi_n} \Pi_n}{100}, \quad (9)$$

где $\overline{E_{\Pi}}$ — среднее значение водопотребления трав на территории Эстонской ССР, E_{Π_1} , E_{Π_2} , E_{Π_3} и т. д. — значения водопотребления на

отдельных участках, P_1, P_2, P_3 — площадь каждого участка (%) и средние многолетние величины водопотребления культурных пастбищ по данным отдельных авторов [17].

Из табл. 1 видно, что наибольшие различия в расчетах по радиационному балансу наблюдаются в мае, они тем больше, чем ближе море. В остальные месяцы существенных различий не проявляется.

Таблица 1

Средние многолетние величины водопотребления (мм)
культурного пастбища по данным различных авторов.

Автор	Место	V	VI	VII	VIII	IX	Сумма за период V—IX
Финляндия							
Кайтера		50	80	80	80	50	340
Эстония							
Тамм	ЭССР	60	90	100	80	45	375
Липпмаа	Выру	60	110	100	70	30	370
	Вильянди	50	100	90	60	30	330
	Таллин	30	60	80	60	30	260
Каринг, по формуле (8)	Выру	78	90	80	64	24	336
	Вильянди	76	90	84	62	24	336
	Таллин	81	94	89	66	24	354
	ЭССР	78	92	84	62	24	340

Ниже характеристика территориального распределения показателей увлажнения приводится на основе машинных карт.

Доля осадков в водопотреблении многолетних трав оценивалась коэффициентом атмосферного увлажнения, определяемым по [1]

$$K_a = \frac{X}{E_n} = \frac{X}{0,70 \sum \frac{(R - 0,1R)}{L}} = \frac{X}{0,63 \frac{\sum R}{L}}. \quad (10)$$

Аналогично коэффициент, характеризующий влагозапасы в почве, выражается

$$K_n = \frac{W_n - W_k}{E_n} = \frac{W_n - W_k}{0,63 \frac{\sum R}{L}}. \quad (11)$$

В распределении коэффициентов K_a характерным является расположение заниженных величин в прибрежной зоне и на островах, повышенных — на возвышенностях. В мае K_a изменяется в республике от 0,50 до 0,80, средневзвешенное 0,57. Это означает, что осадки удовлетворяют потребность в воде многолетних трав на легкой минеральной почве на 57%.

Кроме осадков, водопотребление трав весной обеспечивается весенними запасами влаги в почве. В многолетнем режиме на легких минеральных почвах начало интенсивного роста трав отмечается в начале мая и поэтому можно считать весенними запасам количество воды в почве на 1 мая. В первом приближении за величину влажности почвы в это время можно принимать значение ПВ. На возможность использования величины ПВ в качестве показателя весенних запасов влажности почвы на культурных пастбищах в условиях Эстонской ССР указывается и в работах В. Тамм [13, 14]. По данным определений Бергерта, величина ПВ в Эстонской ССР на песчаных почвах в слое 0—50 см равна 60—80 мм на супесчаных — 80—110 мм. На легких минеральных почвах критическая влажность почвы W_k равна 50—60% от ПВ [6, 10, 12, 13]. Следовательно, на этих почвах весенние запасы влаги в почве, которые могут быть использованы для бесперебойного водоснабжения трав, в первом приближении можно принимать равным ≈ 40 мм и $K_{\text{п}} = \frac{40}{78} = 0,51$, $K_c = 1,08$. В среднем на территории рес-

публики недостаток осадков компенсируется весенними запасами влаги в почве и поливов не требуется. Однако условия увлажнения в различных частях территории Эстонской ССР отличаются от среднего. Во внутренних частях республики на 20% площади в конце мая в почве наблюдаются небольшие запасы влаги. На большей части территории (64%) весенние влагозапасы расходуются полностью, а на 16% площади может появляться уже почвенная засуха.

В июне главным источником водоснабжения являются осадки и в формулах (1) и (2) влагозапасами в почве можно пренебречь. Характер территориального распределения K_c и H , определяемый по атмосферному увлажнению, имеет много общего, и в дальнейшем характеристика условий увлажнения проводится на основе выражения

$$H = X - 0,70 \sum \left(\frac{R - B}{L} \right). \quad (12)$$

На рис. 3 дана карта распределения норм искусственного регулирования водного режима почвы в июне, построенная на основе машинной карты. Среднее значение $\bar{H} = -326$ мм. На всей территории Эстонской ССР в июне в многолетнем режиме появляется почвенная засуха. Наши опыты показали, что рациональной нормой поливов на легкой минеральной почве является 30 мм. На большей части территории (80%) недостаток водопотребления не превышает 30—40 мм, т. е. одной поливной нормы. На островах и в прибрежной зоне необходимы уже 2—3 полива.

В июне отмечаются максимальные территориальные различия в условиях увлажнения трав. H изменяется от -40 до +22 мм, среднее значение $\bar{H} = +0,5$. На большей части территории (69%) осадки превышают водопотребление трав. В прибрежной зоне и на островах (29%) требуется один полив и на 2% площади от всей территории на островах требуется 2 полива.

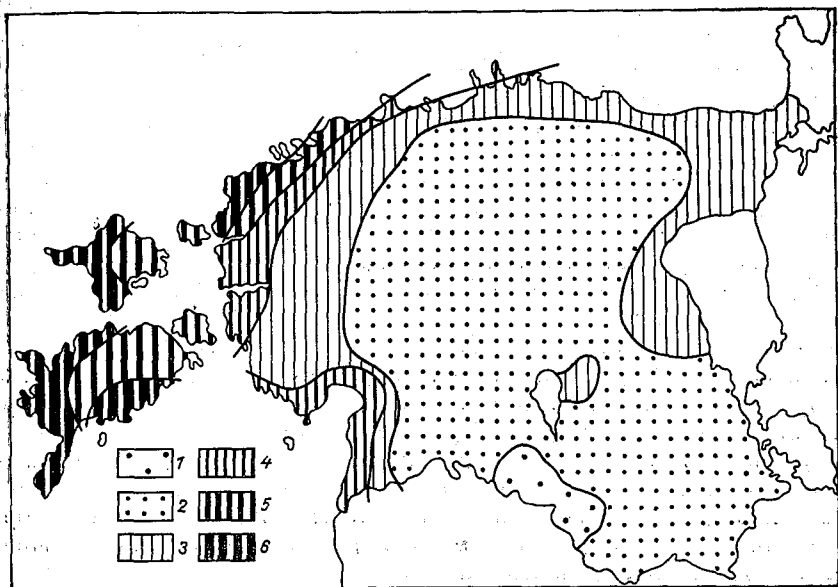


Рис. 3. Распределение норм искусственного регулирования водного режима почвы в Эстонской ССР в июне (мм).

Нормы орошения, мм: 1 — 20, 2 — 30, 3 — 40, 4 — 50, 5 — 60, 6 — 70.

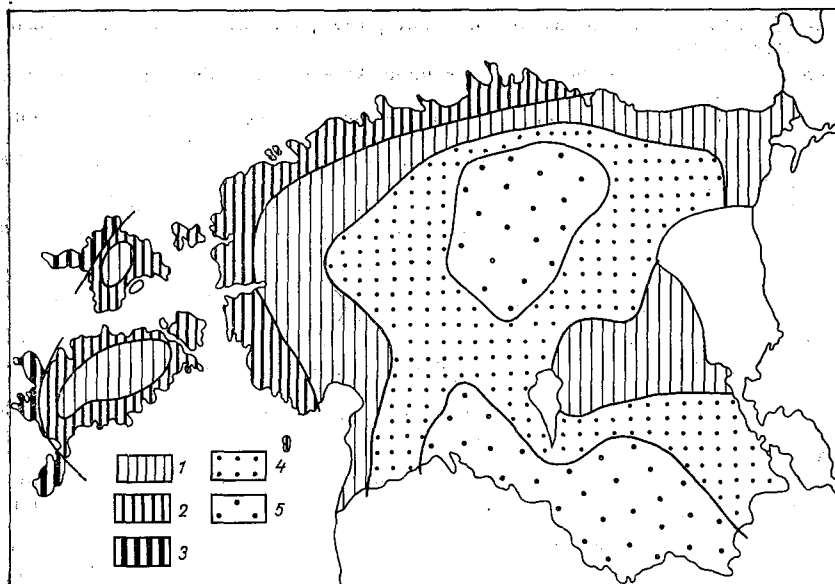


Рис. 4. Распределение норм искусственного регулирования водного режима почвы в Эстонской ССР с мая по сентябрь (мм).

Нормы орошения, мм: 1 — 10, 2 — 50, 3 — 90; нормы осушения, мм: 4 — 30, 5 — 70.

В августе H изменяется от 10 до 40 мм, среднее 24,5 мм.

В сентябре H изменяется от 30 до 60 мм, среднее 47,0 мм, и всей территории требуется осушение.

На рис. 4. приведена карта распределения норм искусственно регулирования водного режима почвы за период май — сентябрь. Во внутренних частях (на 54% территории) наблюдается избыточное увлажнение, на 30% территории оно близко к оптимальному и на 16% — недостаточное увлажнение. В среднем за период май — сентябрь водопотребление многолетних трав на легких минеральных почвах превышает осадки на 8 мм.

Приведенные результаты расчетов действительны при глубоком залегании грунтовых вод.

Результаты наших расчетов хорошо согласуются с данными фактических наблюдений станций гидрометсети за влажностью почвы под многолетними травами. Обобщение этих материалов приведено в работе К. Киви [7]. Ею установлено, что в среднем вегетационный период влагозапасы достаточны, минимальная влажность почвы наблюдается в июле. Во второй половине лета, начиная с июля, почти ежегодно влагозапасы в почве являются хорошими или удовлетворительными. На маломощных почвах почвенная засуха возможна почти ежегодно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алпатъев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеиздат, 1954, с. 248.
2. Алпатъев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 323.
3. Адаменко В. Н. К вопросу об изменчивости коэффициентов теплопроводности и потока тепла в почву. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 92—100.
4. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 246.
5. Каринг П. Х. Некоторые особенности радиационного режима многолетних трав в условиях Эстонской ССР. — «Труды ГГО», 1970, вып. 268, с. 104—111.
6. Каринг П. Х. Влияние основных элементов климата почвы на рост тимфевики луговой. — В кн.: Материалы республиканской конференции по физиологии и биохимии растений. Таллин, 1972, с. 12—13.
7. Киви К. П. Распределение запасов продуктивной влаги и влагообеспеченность сельскохозяйственных культур на территории Эстонской ССР. — «Сб. работ Таллинской ГМО», 1972, вып. 8, с. 5—13.
8. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 532.
9. Мязталу Х. И. Характеристика фотосинтетической деятельности многолетних трав в агроклиматических условиях Эстонской ССР. — В кн.: Материалы республиканской конференции по физиологии и биохимии растений. Таллин, 1971, с. 30—32.
10. Мязталу Х. И., Каринг П. Х. Влияние дождевания на элементы продуктивности многолетних трав. — «Сб. работ Таллинской ГМО», 1972, вып. 8, с. 14—33.
11. Мязталу Х. И., Каринг П. Х. Особенности вертикального распределения биомассы в посевах многолетних трав. — «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 131—143.

2. Сау А., Вийральт Р. Результаты дождевания культурных пастбищ.— В кн.: Сб. работ по луговодству ЭСХА, Таллин, 1968, с. 122—137.
3. Тамм В. О поливном режиме в условиях Эстонской ССР.— В кн.: Вопросы мелиорации и водного хозяйства. Т. 1. Тарту, 1970, с. 8—12.
4. Тамм В. Простой метод определения сроков полива культурных пастбищ.— В кн.: Вопросы мелиорации и водного хозяйства. Т. 2., Тарту, 1972, с. 79—87.
15. Тамм В. Водопотребление культурного пастбища при дождевании в условиях Эстонской ССР.— В кн.: Вопросы мелиорации и водного хозяйства. Т. 2. Тарту, 1972, с. 73—79.
16. Kuusk V. Vihmutamise efektiivsusest Saaremaal.— EMMTUI tead. tööde kogumik, XIX, 1970, lk. 202—211.
17. Lippmaa A. Põllumajanduskultuuride veetarbest ja sademete jaotumisest vegetatsiooniperioodil.— Eesti Maaparandusprojekti Teaduslik — tehniliste tööde kogumik. Tallinn, 1972, lk. 96—107.
18. Roosalu A. Niisutamise mõju kultuurkarjamaa saagile liivmullal.— EMMTUI tead. tööde kogumik, XIX, 1970, lk. 180—184.
19. Тамм В., Маастик А. Кастмисреžiимист ENSV oludes.— Eesti Maaparandusprojekti Teaduslik — tehniliste tööde kogumik. Tallinn, 1972 lk. 115—122.
20. Viiralt R., Tiit T. Kultuurkarjamaade vihmutamise ökonoomikast Otepää kuppelmaastikul.— Eesti Maaparandusprojekti Teaduslik — tehniliste tööde kogumik. Tallinn, 1972, lk. 141—154.

ВЛИЯНИЕ УВЛАЖНЕНИЯ ПОЧВЫ И АЗОТНОГО ПИТАНИЯ НА АССИМИЛЯЦИЮ ЭЛЕМЕНТОВ МИНЕРАЛЬНОГО ПИТАНИЯ В ПОСЕВАХ ТИМОФЕЕВКИ ЛУГОВОЙ

Изучение вопросов минерального питания посевов сельскохозяйственных культур имеет важное значение для разработки научно обоснованной системы применения удобрений. К настоящему времени имеются довольно полные сведения о минеральном составе травостоев, о влиянии минеральных удобрений на продуктивность посевов и качество урожая, о выносе и поглощении травами элементов минерального питания в отдельные фазы развития [1]. Влияние водного режима почвы на интенсивность минерального питания многолетних трав изучено недостаточно, имеющиеся сведения часто противоречивы [2]. В Эстонии данный вопрос вообще не исследован. Поэтому в связи с более широким использованием минеральных удобрений и внедрением двухстороннего регулирования водного режима почвы на культурных сенокосах и пастбищах необходимо определить зависимость ассимиляции минеральных элементов от водного режима почвы и режима минерального питания.

Целью настоящей работы было определить содержание основных элементов минерального питания (азота, фосфора, калия и кальция) в урожае тимopheевки луговой и динамику накопления их в ходе формирования урожая в условиях увлажнения, близких к оптимальным, и при недостаточном водоснабжении, на оптимальных фонах азота и при недостаточности его.

Опыты проводились в Саку с 1968—1971 гг. Условия проведения опытов и методики работы даны в [3, 4, 5]. На участке с дождеванием влажность почвы в корнеобитаемом слое (0—50 см) за годы опытов не опускалась ниже 60% ПВ. При естественном увлажнении за все годы наблюдались засушливые периоды во второй половине формирования урожая первого укоса.

Для определения содержания элементов минерального питания ежедекадно брались средние пробы трав. Пробы высушивали до воздушно-сухого состояния и определяли содержание в них N, P_2O_5 , K_2O и CaO . Содержание элементов минерального питания расчи-

двалось на абсолютно сухое вещество. Анализы проводили в Центральной химической лаборатории Эстонского научно-исследовательского института земледелия и мелиорации.

В среднем по всем вариантам удобрений и влажности почвы тимофеевка луговая на сенокосе в период уборки урожая (перед цветением) содержала азота 1,99%, фосфорной кислоты 0,46%, окиси калия 2,18% и окиси кальция 0,75%. Среднее отношение между питательными веществами 4,33 : 1 : 4,74 : 1,63.

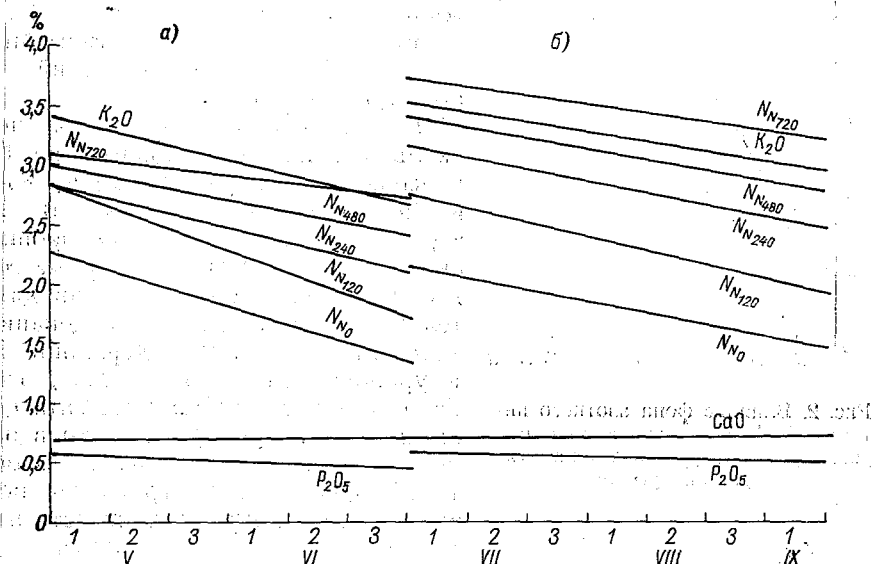


Рис. 1. Изменение содержания минеральных элементов в урожае тимофеевки луговой в течение вегетационного периода (по декадам).

а — 1-й укос, б — 2-й укос.

В течение вегетационного периода в содержании питательных веществ трав происходят следующие изменения (рис. 1). Содержание кальция в течение вегетационного периода константно, содержание остальных элементов как во время формирования первого, так и второго укоса в связи с развитием растений постепенно падает. При этом падение содержания N и K_2O происходит более резко, чем падение содержания P_2O_5 . Содержание N, P_2O_5 и K_2O во второй половине вегетации выше, чем в первой, что связано с особенностями ритма развития растений, а относительно азота также тем, что общая доза вносимых азотных удобрений во второй половине вегетации выше, так как азотные удобрения в течение вегетационного периода вносились два-три раза. В связи с повышением фона азотного питания сильно повышается содержание N и соответственно содержание сырого протеина в растениях (рис. 2). Под влиянием нормы азотного удобрения N_{720} содержание

протеина может увеличиваться в два и даже три раза по сравнению с нулевым фоном азота.

Среднее содержание N, P_2O_5 , K_2O и CaO в тимopheевке лугово-ко времени уборки урожаев в различных условиях увлажнения и азотного питания приведено в табл. 1.

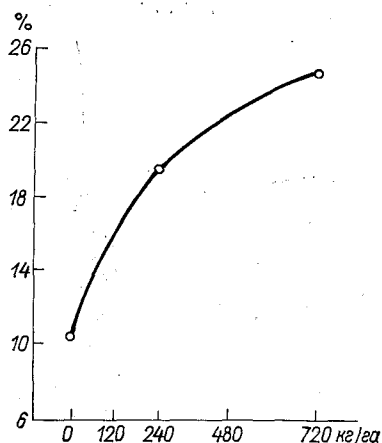


Рис. 2. Влияние фона азотного питания (кг/га) на содержание сырого протеина (%) в урожае тимopheевки луговой.

Из приведенных данных следует, что в связи с повышением фона азотного питания повышается содержание N и P_2O_5 и снижается содержание CaO. В содержании K_2O в зависимости от фона азотного питания закономерных изменений не обнаруживается.

Под влиянием дожdedания не сколько снижается содержание N, повышается содержание P_2O_5 , K_2O и CaO. Снижение содержания в урожае трав под влиянием орошения наблюдается лишь в первые годы проведения орошения. При длительном пользовании дожdedанием в течение ряда лет содержание в урожае может повышаться, особенно в вариантах с невысокими дозами азотных удобрений. Это в основном обусловлено изменением ботанического состава травостоя под влиянием орошения, в частности появлением бобовых в травостое.

Общий вынос всех питательных элементов урожаями трав под влиянием дожdedания увеличивается (табл. 2).

Многолетние травы, выращиваемые на торфяных почвах по содержанию основных элементов минерального питания не отличаются от трав, выращиваемых на легких минеральных почвах (табл. 3). Общий же вынос питательных веществ на торфяных почвах значительно больше, чем на минеральных почвах, в связи с более высокими урожаями. При урожае 105 ц/га вынос питательных элементов с 1 га (в килограммах):

N	228	K_2O	206
P_2O_5	49	CaO	79.6

Ход накопления элементов минерального питания в общих чертах следует за ходом накопления сухого вещества — в начале вегетации накопление элементов минерального питания происходит в медленном темпе, затем ускоряется и к концу формирования урожая опять снижается. Под влиянием недостаточности азота усвоение всех элементов в течение всего периода формирования урожая затормаживается. На нулевых фонах азота под влиянием дожdedания усвоение элементов минерального питания повышается незначительно. На оптимальном фоне азота без применения дожdedания

Таблица 1
Среднее содержание N, P₂O₅, K₂O и CaO
в тимopheевке луговой в период
уборки первого укоса

Вариант опыта	Содержание в растениях, %			
	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO
Без дождевания				
N ₀	1,32	0,42	2,14	0,78
N ₁₂₀	1,68	0,43	2,20	0,74
N ₂₄₀	2,19	0,44	1,85	0,73
N ₄₈₀	2,45	0,44	2,20	0,71
N ₇₂₀	2,62	0,45	2,15	0,70
С дождеванием				
N ₀	1,31	0,45	2,18	0,79
N ₁₂₀	1,57	0,47	2,36	0,78
N ₂₄₀	1,95	0,48	2,25	0,77
N ₄₈₀	2,32	0,48	2,30	0,75
N ₇₂₀	2,53	0,50	2,16	0,72

Таблица 2
Вынос (кг/га) питательных веществ
урожаами тимopheевки луговой
(первый укос) на минеральной почве

Вариант опыта	Урожай сухого ве- щества, (ц/га)	Питательные элементы			
		N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO
Без дождевания					
N ₀	10,7	14,1	4,5	22,9	8,35
N ₁₂₀	24,8	41,7	10,7	54,5	18,3
N ₂₄₀	34,2	75,0	15,0	76,3	25,0
N ₄₈₀	38,5	94,4	16,9	84,7	27,3
N ₇₂₀	47,3	124,0	21,3	102,0	33,0
С дождеванием					
N ₀	20,5	26,8	9,2	44,7	16,2
N ₁₂₀	31,2	49,0	14,7	73,7	24,3
N ₂₄₀	45,5	88,7	21,8	102,0	35,0
N ₄₈₀	57,3	133,0	27,5	132,0	43,0
N ₇₂₀	54,5	138,0	27,2	118,0	39,2

**Вынос питательных веществ урожаями
тимофеевки луговой на торфяной почве**

Урожай сухого веще- ства, ц/га	Содержание в растениях, %				Вынос, кг/га			
	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO
57	1,87	0,47	1,97	0,75	107	27	112	43
85	1,98	0,46	1,95	0,78	168	39	106	66
92	2,08	0,48	2,02	0,76	191	44	186	70
105	2,17	0,47	1,96	0,75	228	49	206	79

усвоение элементов минерального питания начинает тормозиться с появлением почвенной засухи, в годы опытов — в среднем начиная со второй декады июня. С углублением почвенной засухи общее содержание минеральных элементов в урожаях начинает снижаться в связи со снижением накоплений биомассы. В близких к оптимальным условиям азотного и водного питания интенсивное накопление всех элементов минерального питания происходит до конца июня, а затем снижается в связи с замедлением накопления биомассы.

Водное и минеральное питание трав является процессами, тесно взаимосвязанными между собой. Эффективный фотосинтез травостоев, обеспечивающий накопление высоких урожаев трав, может осуществляться лишь при достаточном снабжении травостоев водой и элементами минерального питания. При улучшении водоснабжения путем проведения двухстороннего регулирования водного режима почвы повышается потребность травостоев во всех основных элементах минерального питания. В связи с большой подвижностью азотных удобрений в почве, в частности нитратного азота, при орошении для более эффективного использования высоких доз азотных удобрений следует применять повторное их внесение в течение вегетационного периода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ромашев П. И. Удобрение сенокосов и пастбищ. М., «Колос», 1969, с. 184.
2. Хернайдо В. и др. Влияние орошения на минеральное питание культурных растений (реферат).—«Сельское хозяйство за рубежом», 1968, № 11, с. 341—352.
3. Мяэталу Х. И. Формирование урожая многолетних трав в зависимости от азотного и водного питания на осушенных минеральных почвах в условиях Эстонии.— В кн.: Климат почвы. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 185—195.
4. Мяэталу Х. И., Каринг П. Х. Особенности вертикального распределения биомассы в посевах многолетних трав.—«Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 131—143.
5. Мяэталу Х. И., Каринг П. Х. Влияние дождевания на элементы продуктивности многолетних трав.—«Сб. работ Таллинской ГМО», 1972, вып. 8, с. 14—33.

О ВЛИЯНИИ ОСУШЕНИЯ НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ И ФОРМИРОВАНИЕ УРОЖАЯ ЯЧМЕНЯ

Вода — один из наиболее важных факторов в жизнедеятельности растений. Вместе с водой усваиваются питательные вещества, идет на транспирацию и является также исходным материалом для создаваемых в процессе фотосинтеза продуктов.

Яровые зерновые (ячмень, овес) получают необходимую воду основном из слоя почвы 0—50 см, где расположена их корневая система во время максимального вегетативного роста культуры (выход в трубку — колошение). Запасы воды этого слоя пополняются в основном за счет осадков, в некоторых почвах также за счет грунтовых вод.

Известно, что в Эстонии в среднем за год осадки превышают испарение и многие почвы оказываются временно или постоянно переувлажненными.

В связи с большим размахом осушительных работ широкие круги ученых заинтересовались последствиями этих работ, их влиянием на равновесие в природе республики. Вследствие малого количества осадков в период вегетации в последние 10 лет весьма часто наблюдались низкие уровни воды в реках и озерах, высыхали родники и ручьи. Связь этих явлений с осушением больших площадей и заметным снижением в результате этого уровня грунтовых вод является вопросом сложным и малоизученным. Мелиораторы утверждают, что влияние осушения на окружающую неосушенную территорию незначительно [13]. Утверждается также, что осушение может даже увеличить влагозапасы осушенных земель по сравнению с неосушенными [5].

Для получения экспериментального материала по влиянию осушения на микроклимат и тепловой баланс полей на минеральных почвах были проведены экспедиционные исследования ГГО УГМС ЭССР в 1969—1972 гг. в Пярнуском районе ЭССР. В настоящей работе приводятся данные по динамике продуктивной влаги, осадкам и формированию урожая ячменя на осушенных дренажем и требующих дренажного осушения разных минеральных почвах.

Таблица

Динамика запасов продуктивной влаги в слое
0—50 см (мм) по декадам

Участок	Май			Июнь			Июль			Август		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Сауга, 1969 г.												
I	181	186	163	133	103	89	82	67	77	32	47	2
II	207	205	193	178	158	148	141	109	104	53	70	—
III	176	178	153	133	115	109	105	80	109	75	88	—
IV	225	228	198	179	151	147	139	113	111	82	92	—
Сауга, 1970 г.												
I	169	150	159	115	109	85	78	68	72	75	90	—
II	182	188	157	167	160	123	103	93	99	103	120	—
III	142	107	124	100	92	68	56	50	62	77	89	—
IV	207	168	167	169	167	137	145	140	161	181	193	—
Аудру-Пяривере, 1971 г.												
I	126	120	126	94	119	123	98	92	81	65	36	—
II	160	160	150	126	135	102	125	115	103	87	93	—
III	88	84	80	53	82	60	55	65	50	40	35	—
IV	130	127	123	82	116	110	81	75	65	54	49	—
Сауга, 1972 г.												
I		181	163	140	122	142	143	137	116	106	123	155
II		215	198	173	170	176	150	158	108	103	135	200
I		197	186	180	150	153	162	127	121	116	134	156
IV		180	177	172	153	135	141	121	105	108	120	154

Примечание. Характеристика почв по участкам: I—осушенная супесь (1969, 1970 гг.), песок (1971, 1972 гг.); II—неосушенная супесь (1969, 1970, 1972 гг.), песок (1971 г.); III—осушенный суглинок (1969, 1970 гг.), глина (1972 г.); слабоосушенный легкий суглинок (1971 г.); IV—неосушенный суглинок (1969–1972 гг.), осушенная глина (1971 г.).

Осушением удаляется избыток влаги из почвы согласно нормам осушения и тем самым гарантируется начало полевых работ в оптимальные сроки. В дальнейшем действие дренажа прекращается и возобновляется только при обильных осадках, часть которых впитывается или стекает в дренажную систему. Однако грунтовые воды не будут держаться на уровне, предусмотренном нормой осу-

ния, особенно при отсутствии осадков. С этим связано, видимо, постепенное уменьшение продуктивных запасов влаги начиная июня (табл. 1) на всех почвах. Интенсивность уменьшения влагозапасов зависит от распределения осадков в течение вегетации, фазы развития культуры и механического состава почвы. На осушенных вариантах, как правило, условия для начального развития и возможности создания наиболее мощного растительного покрова лучше. В связи с этим расход влаги из почвы на суммарное испарение (особенно на транспирацию) должен быть больше на осушенных почвах, с этим может быть связано и более заметное уменьшение влагозапасов. Для яровых зерновых культур (ячмень, рожь) критический период в отношении водопотребления бывает в фазы кущения до колошения, который при оптимальных сроках посева длится с 3-й декады мая до 1-й декады июля, на неосушенных почвах — с 1-й декады июня до середины июля (табл. 2).

При наличии достаточных влагозапасов в критический период выпадает 4—5 мм в сутки [6]. Это подтверждается и данными экспедиции 1972 г. Учитывая расход влаги на суммарное испарение в критический период водопотребления, атмосферные осадки (табл. 3) и запасы продуктивной влаги в начале этого периода, можно приблизительно оценить обеспеченность яровых зерновых культур на мелиорированных почвах Пярнуского района ЭССР. Расчеты показывают, что для нормального развития растений требуется около 200—250 мм воды, при повышенном температурном режиме еще больше. Такое количество воды в 1969—1971 гг., которые были более или менее засушливыми (табл. 3), имелось обычно на неосушенных почвах, в 1972 г. — во всех почвах. В осушенных почвах, особенно в песчаных, супесчаных и легкосуглинистых, может в засушливые годы не хватать 60 мм и более влаги, т. е. более, чем средняя многолетняя месячная норма осадков для ГМС Пярну. В дальнейшем, в период формирования зерна (колошение — полная спелость) потребность в воде уменьшается, но при малых запасах воды в почве и повышенной температуре воздуха созревание зерновых идет чрезмерно быстро, в результате чего может получиться неполноценное зерно, что ведет к снижению урожая. Анализ фенологических наблюдений за ячменем (табл. 2) сорта Майя и Домен (реднепоздние) показывает, что на осушенных почвах более легко механического состава в засушливых условиях ячмень может зернить заметно быстрее, чем на других почвах (1969, 1970 гг.), чем связано получение относительно низкого урожая. В засушливые годы урожай на осушенных почвах даже меньше, чем на неосушенных почвах (табл. 2, 1970 г.), несмотря на то что агрофон на осушенных почвах обычно более высокий.

Объяснить относительно большое уменьшение продуктивных влагозапасов на осушенных почвах, кроме вышеуказанной повышенной потребности во влаге на этих почвах, можно еще непосредственным влиянием осушения на влагозапасы и плотность сложения почвы.

Фазы развития ячменя и урожай на полях экспедиции

Фаза развития	Сорт ячменя									
	а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к
Посев	16. V	1 V I	27 V	31 V	11 V	16 V	21 V	25 V	1970	
Всходы	26 V	12 V I	6 V I	10 V I	22 V	28 V	31 V	2 V I		
3-лист	6 V I	22 V I	16 V I	20 V I	4 V I	6 V I	8 V I	10 V I		
Кущение	12 V I	30 V I	22 V I	28 V I	8 V I	12 V I	12 V I	14 V I		
Выход в трубку	18 V I	6 V II	28 V I	4 V II	22 V I	21 V I	24 V I	28 V I		
Колошение	30 V I	16 V II	10 V II	14 V II	8 V II	10 V II	16 V II	18 V II		
Молочная спелость	20 V II	31 V II	31 V II	31 V II	22 V II	26 V II	28 V II	2 V III		
Восковая спелость	2 V III	14 V III	16 V III	16 V III	2 V III	8 V III	10 V III	14 V III		
Полная спелость	14 V III	26 V III	28 V III	31 V III	14 V III	20 V III	22 V III	28 V III		
Урожай, ц/га	20,3	15,1	24,9	14,4	19,5	21,1	15,0	19,6		
Посев	3 V	8 V	12 V	6 V	24 V	2 V I	20 V	31 V	1972	
Всходы	10 V	20 V	20 V	16 V	30 V	8 V I	2 V I	7 V I		
3-й лист	20 V	30 V	2 V I	28 V	6 V I	16 V I	11 V I	11 V I		
Кущение	26 V	4 V I	8 V I	4 V I	12 V I	20 V I	16 V I	16 V I		
Выход в трубку	10 V I	14 V I	22 V I	18 V I	16 V I	22 V I	20 V I	20 V I		
Колошение	28 V I	24 V I	6 V II	4 V II	10 V II	14 V II	8 V II	16 V II		
Молочная спелость	16 V II	10 V II	18 V II	16 V II	20 V II	22 V II	18 V II	20 V II		
Восковая спелость	6 V III	26 V II	8 V III	6 V III	3 V III	7 V III	10 V III	9 V III		
Полная спелость	14 V III	2 V III	18 V III	16 V III	12 V III	16 V III	18 V III	22 V III		
Урожай, ц/га	26,0	21,0	25,4	32,0	17,8	13,1	14,1	11,6		

Примечание. Сорта ячменя на полях экспедиции: а—Мая (1969—1970, 1972 гг.), Домен (1971 г.); б—Мая (1972 г.); Домен (1970 г.); Тамми (1971 г.); овес Хямарик (1969 г.); в—Мая (1969, 1972 гг.), Домен (1970—1971 гг.); г—Мая (1969—1970, 1972 гг.); Домен (1971 г.).

Осадки по ГМС Пяру и на полях экспедиции по декадам

Год	ГМС	Май				Июнь				Июль				Август			
		1	2	3	сумма	1	2	3	сумма	1	2	3	сумма	1	2	3	сумма
Среднее многолетнее	Пяру				45				55				70				82
	Пяру	6,7	46,4	4,0	57,1	1,1	0,0	4,3	5,4	27,8	5,3	8,5	41,6	0,0	1,3	33,7	35,0
	Сауга	8,2	47,1	13,3	68,6	0,0	0,0	0,0	0,0	37,4	0,0	7,5	44,9	0,0	0,0	46,4	46,4
	Пяру	0,5	2,3	20,6	23,4	7,6	35,2	5,6	48,4	7,7	75,4	26,7	109,8	13,6	45,8	0,9	60,3
1970	Сауга	5,2	3,3	12,9	21,4	8,0	28,9	3,9	40,8	9,8	56,3	27,3	93,4	25,5	22,3	0,0	47,8
	Пяру	0,4	1,0	8,4	9,8	0	21,3	7,6	40,9	3,6	35,7	0,4	39,7	8,5	5,2	17,6	31,3
	Аудру	0,5	0,0	5,7	6,2	0	38,7	18,4	57,1	0,0	70,8	0,0	70,8	13,1	19,4	22,6	55,1
1971	Пяривере	0,1	0,1	21,5	21,7	0	38,0	2,2	40,2	17,5	50,4	0,6	68,5	11,5	12,5	28,0	52,0
	Пяру	10,8	16,1	17,5	44,4	1,4	19,3	25,1	45,8	49,6	0,9	0,7	51,2	38,1	35,1	94,5	167,7
	Сауга	22,3	15,8	17,1	55,2	0,3	25,7	46,9	72,9	43,8	0,7	0,7	45,2	29,5	31,6	84,3	145,4
	Ряэгу	23,0	11,1	15,7	49,8	0	29,0	27,6	56,6	37,6	1,0	0,6	39,2	25,5	27,0	75,4	127,9

Мелиораторы считают, что через дренажную систему стекает только гравитационная вода и после прекращения действия дренажа почва еще некоторое время достаточно переувлажнена [2, 13]. Дальнейшее удаление влаги из почвы идет уже через суммарное испарение, которое, как выше сказано, должно быть выше в начальный период развития культуры на дренированных землях. В ходе развития культуры ее потребность во влаге постепенно увеличивается, достигая максимума в июне [3]. В это время очень часто нет осадков, уровень грунтовых вод, который был в мае во время обработки почвы и посева около 0,8—1,0 м, опускается до 1,5—2 м. Запасы влаги верхнего слоя 0—30 см расходуются быстро, а подпитывания снизу на легких почвах при уровне грунтовых

Таблица 4

Объемный вес почв (г/см³) на разных участках

Слой почвы. см	1971 г.				1972 г.			
	Участок							
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
0—10	1,22	1,06	1,05	1,06	1,25	0,96	1,01	1,12
10—20	1,10	0,71	1,14	1,25	1,29	0,94	1,18	1,14
20—30	1,43	1,23	1,48	1,40	1,31	1,05	1,35	1,33
30—40	1,48	1,48	1,49	1,11	1,36	1,41	1,34	1,31
40—50	1,42	1,42	1,36	1,28	1,54	1,56	1,20	1,17
0—50	1,33	1,18	1,30	1,20	1,35	1,18	1,22	1,20

Примечание. Характеристику почв по участкам (I—IV) см. в табл. 1.

вод ниже 1,0 м практически нет, а на тяжелых почвах оно очень мало. На легких почвах, требующих дренажного осушения, влагозапасы верхнего слоя сохраняются дольше, развитие культуры идет медленнее и нет столь большого снижения уровня грунтовых вод. Это подтверждается и наблюдениями в засушливом 1971 г., когда растения на осушенной песчаной почве использовали воду только из слоя почвы 0—50 см, в то время как на неосушенной почве влага расходовалась из слоя почвы 0—100 см.

На осушенных почвах наблюдается также заметное увеличение плотности сложения почвы при интенсивном использовании земель после осушения, как видно из табл. 4.

С этим увеличением плотности может быть связано уменьшение содержания доступной растениям влаги в почве, как показывают исследования АФИ [8].

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Одностороннее регулирование водного режима (осушение) легких минеральных почв может вызывать недостаток запасов

влаги в почве за период вегетации в засушливые годы в пределах месячной нормы осадков.

2. Критически малые запасы влаги в почве способствуют преждевременному созреванию яровых культур, которое ведет к снижению их урожая.

3. При определении пригодности земель к мелиорации для временно переувлажненных почв легкого механического состава необходимо проводить тщательные изыскательские работы по определению водного баланса почв для выяснения возможной эффективности действия системы двухстороннего регулирования водного режима почвы при выращивании яровых культур. Система двухстороннего регулирования считается эффективной, если в течение 20 и более месяцев из 10 лет не хватает осадков. Это было в Эстонии в последнее десятилетие (1963—1972 гг.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильева М. М. О составлении оптимального плана мелиоративных работ.—«Изв. АН ЭССР. Общественные науки», т. 3, 1971, с. 71—276.
2. Гидрометеорологическое обслуживание сельского хозяйства на осушаемых землях. М., Россельхозиздат, 1970, 47 с.
3. Инт Л. Э. О норме осушения и суммарном испарении на мелиорированных минеральных почвах в Эстонии.—«Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 78—90.
4. Мелиорация почв в СССР. М., «Наука», 1971, 211 с.
5. Розов Л. П. Мелиоративное почвоведение. М., Сельхозгиз, 1956, 439 с.
6. Струнников Э. А. О расчете водопотребления в агроклиматических справочниках.—«Гидротехника и мелиорация», 1969, № 4.
7. Шульгин А. М. Мелиоративная география. М., «Высшая школа», 1972, 214 с.
8. Физические проблемы мелиораций и обработки почв.—«Сб. трудов агрономической физики», 1970, вып. 22, 167 с.
9. Bergert L. Eesti NSV automorfsete ja poolhüdromorfsete muldade väliveemahutavusest ja seda mojutavatest teguritest.—EMMTUJ teaduslike tööde kogumik, XXV. Tallinn, 1973.
10. Maaparanduse käsiraamat. Tallinn, 1962, lk. 473.
11. Mets E. (koostaja) Pollumehe teatmik 1973. Valgus, Tallinn, 1972, lk. 512.
12. Raat A. Parandatud maade kasutamine Eesti NSV-s. Valgus, Tallinn, 1972, lk. 72.
13. Tomberg U. Maade kuivendamise ja niisutamise probleem.—„Sotsialistlik Pollumajandus“, 1972, Nr. 5.

К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА НА ОСУШЕННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВАХ В ЭСТОНСКОЙ ССР

Уравнение теплового баланса представляет собой частную формулировку закона сохранения энергии. Наиболее часто в современных исследованиях используется уравнение баланса для участка поверхности земли, в котором исследуются потоки энергии между поверхностью и окружающим пространством [3].

Как показывают многочисленные исследования [1, 2, 3, 5, 10, 11, 13], от соотношения составляющих теплового баланса зависит формирование особенностей микроклимата и климата почвы. Поэтому и с точки зрения оценки влияния мелиорации на местные климатические условия важен анализ величин составляющих теплового баланса деятельной поверхности. Всякое изменение микроклимата данного места, происходящее в результате осуществления различных мелиоративных мероприятий, должно иметь «отражение» в особенностях формирования и изменения составляющих теплового баланса. Связь эта сложная и находит отражение не во всех составляющих теплового баланса [11].

При осушении изменяется прежде всего влагосодержание, а также плотность сложения и условия аэрации почвы [4]. Все это может привести к изменению тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха и теплообмена в почве.

В работе [6] приведены данные наблюдений за запасами продуктивной влаги и осадками на полях экспедиции ГГО и УГМС ЭССР, проведенных в 1969—1972 гг. в совхозах Сауга, Аудру и Пяривере Пярнуского района Эстонской ССР. В настоящей работе рассматривается дневной ход составляющих теплового баланса и их соотношений по материалам указанных экспедиций. В зоне избыточного и достаточного увлажнения наибольшие затраты тепла обычно расходуются на суммарное испарение LE . Однако в дневном ходе с учетом влияния осушения затраты тепла распределяются таким образом не на всех почвах. В мае 1971 г. (рис. 1), когда осадков выпало 15—40% нормы [6], на осушенных почвах наибольшее количество тепла шло на нагревание воздуха путем турбулент-

ого обмена P . На неосушенных почвах в это время преобладали траты тепла на испарение LE . На осушенных почвах сев производится заметно раньше, чем на неосушенных, и развитие культуры идет быстрее, т. е. при нормальной влагообеспеченности на суммарное испарение (особенно на транспирацию) должно идти наибольшее количество тепла, как показывают данные влажного 1972 г. (рис. 2).

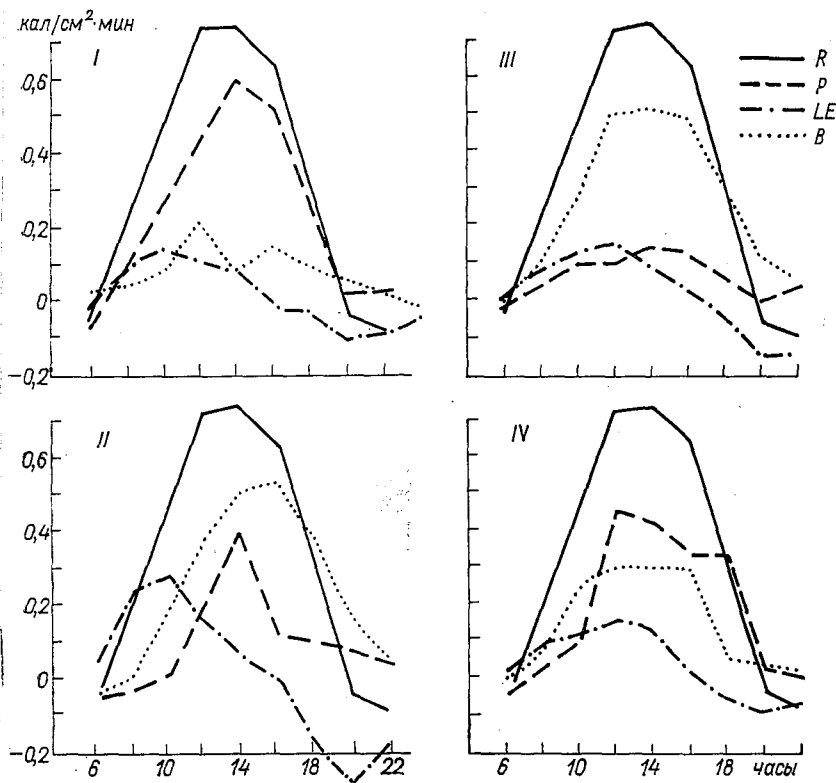


Рис. 1. Дневной ход составляющих теплового баланса 14 мая 1971 г. в совхозе Аудру на разных участках.

Участки: I — осушенная супесь (1969, 1970 гг.), песок (1971, 1972 гг.); II — неосушенная супесь (1969, 1972 гг.), песок (1971 г.); III — осушенный суглинок (1969, 1970 гг.), глина (1972 г.), слабоосушенный легкий суглинок (1971 г.); IV — неосушенный суглинок (1969, 1970, 1972 гг.), осушенная глина (1971 г.).

На нагревание почвы в течение вегетации идет относительно мало тепла и различия в потоках тепла P на разных почвах могут быть небольшие. Однако температура этих почв может различаться на несколько градусов. Это обстоятельство заставляло многих исследователей искать причины указанного явления, поскольку именно поток тепла в почву является энергетическим базисом формирования теплового режима почв [8]. Последние работы в этой

области показывают, что та схема [12], которая до сих пор используется для расчета потоков тепла в почву по данным температур и теплофизическим характеристикам почвы, имеет ряд недостатков [2, 7, 8]. В действительности, как указывается в работе [2], поток тепла в почву может быть самой значимой и в то же время очень изменчивой составляющей теплового баланса, если рассчитыва-

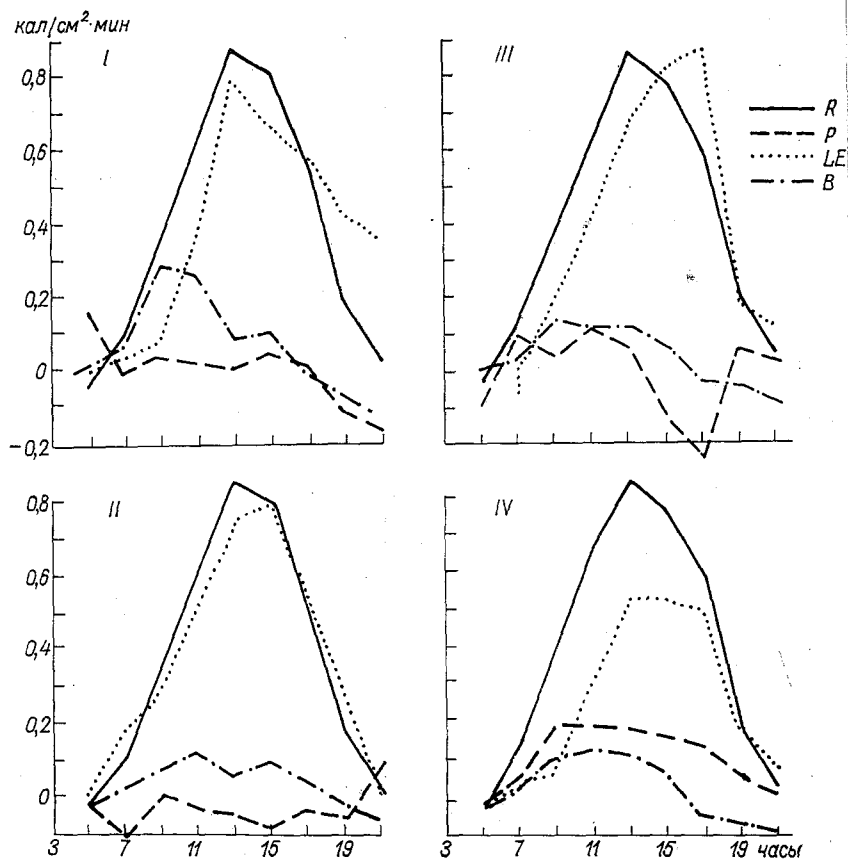


Рис. 2. Дневной ход составляющих теплового баланса 2 июля 1972 в совхозе Сауга.

Обозначения участков см. рис. 1.

поток тепла в почву за отдельные часы, периоды суток и календарные периоды. В суточном ходе от 7 час до полудня в легнее время он является одним из основных расходных компонентов теплового баланса, составляя 40—50% радиационного баланса [2]. Однако по данным наших экспедиций, вывод о большой значимости в первой половине дня справедлив только для оголенных почв и почв со слабо развитым растительным покровом весной (в мае)

Тетом во время максимального вегетативного роста культуры при максимальной транспирации B может иметь большие величины только утром (7—9 час), когда R еще очень мал, в дальнейшем начинают преобладать затраты тепла на испарение и нагревание воздуха. Нужно также учесть, что часть тепла, утром поступающего в почву, не идет непосредственно на нагревание почвы, а тратится на испарение влаги из почвы [7, 8].

Таблица 1

Теплопроводность λ и градиент температуры $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ град/см
осушенных (I) и неосушенных (II) участков с минеральными почвами
в слое 0—10 см

Учас- ток	λ	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	λ	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	λ	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$
1969 г.						
	23—31 VIII		1—10 VIII			
I	0,00191	0,5	0,00148	0,6		
II	0,00167	0,5	0,00157	0,4		
1970 г.						
	14—20 V		20—30 V			
I	0,00234	1,0	0,00193	0,7		
II	0,00190	0,7	0,00171	0,5		
1971 г.						
	7—17 V		17—27 V		28—31 V	
I	0,00214	0,6	0,00218	0,4	0,00215	0,4
II	0,00171	0,9	0,00162	0,4	0,00174	0,7
1972 г.						
	14—20 VI		20—30 VI		1—10 VII	
I	0,00159	0,3	0,00135	0,25	0,00167	0,2
II	0,00196	0,2	0,00190	0,17	0,00211	0,1

Наибольшие различия между разными почвами в дневном ходе потоков тепла в почву были в 1970 и в 1972 гг., причем больше всего на легких осушенных почвах. Известно, что поток тепла в почву зависит в основном от градиента температуры и теплопроводности почвы. Последняя в свою очередь зависит от вида почвы, влажности, плотности сложения, химического и минералогического состава и изменяется под влиянием агротехнических, мелиоративных и погодных воздействий на почву [5]. В работах [11, 21] показана большая изменчивость теплопроводности почвы в пространстве и времени. Отсюда делается вывод, что на фоне относительно слабой изменчивости градиента температуры почвы следует ожидать

большой изменчивости потоков тепла в почву, которая определяется изменчивостью теплопроводности почвы [2]. Однако в качестве подтверждения этого вывода приводятся несравнимые данные по теплопроводности и градиентам температуры почвы — первые получены из коротковременных наблюдений, вторые — из многолетних материалов по средним за отдельные месяцы из Справочников по климату СССР.

Если рассматривать теплопроводность и градиент температуры почвы за одинаковый период наблюдений (табл. 1), можно заметить, что наряду с изменением теплопроводности также сильно может изменяться градиент температуры почвы, даже на одинаковых по механическому составу почвах (супеси, пески). Большей теплопроводности может соответствовать меньший градиент температуры почвы. Последнее указывает на возможность взаимной компенсации факторов, от которых зависит величина потока тепла в почву. Следовательно, кроме взаимной компенсации потока тепла в почву в течение суток (днем вниз, ночью вверх), может иметь место взаимная компенсация в процессе формирования потока тепла в почву. Этим можно объяснить относительно малую изменчивость потоков тепла в определенных условиях в пространстве (на разных почвах) и времени (сутки, месяц, период).

Осушение, как основное мелиоративное мероприятие в Прибалтике, кардинально изменяет природную среду. Изменяются микро рельеф, растительный покров и почва. Изменяются также свойства поверхности почвы, в том числе цвет ее, особенно для легких почв. Этому способствует уничтожение мощного дернового (гумусового) слоя при осушении и глубокой вспашке и рыхлении. Поэтому осушенные супесчаные и песчаные почвы имеют относительно мало мощный гумусовый слой (10—15 см) и при каждой осенней (весенней) вспашке на поверхность поднимается чистый песок. С этим связано увеличение альбедо поверхности почвы. Изменению цвета поверхности осушенных почв способствует также такой фактор, как ветровая эрозия — выдувание верхнего, более плодородного слоя почвы, часто вместе с семенами. Ветровая эрозия является одним из отрицательных последствий мелиорации и в последние годы наблюдается как на торфяных, так и на легких минеральных почвах. Причиной эрозии является образование воздушно-сухого верхнего слоя на осушенных почвах и увеличение скорости ветра на больших массивах осушенных земель в связи с уничтожением кустарников, опушек леса и отдельных деревьев, особенно на берегу моря (Пярну). Для борьбы с ветровой эрозией необходимо оставлять на осушенном массиве группы деревьев, которые могут значительно уменьшить скорость ветра и таким образом повысить урожайности культур на 20% [9, 14]. Полезно также создание продуваемых по защитных лесных полос на крупных осушенных массивах в при морской зоне, для которой характерны большие скорости ветра.

Как было указано выше, с осушением изменяется водный и воздушный режим почвы, ее органический состав и плотность сложения. Это влияет и на механизм теплопередачи в почве и в конечном

ге на формирование теплового режима осушенных почв [5].
 работе [1] на основании материалов, полученных в условиях
 венной засухи, сделан вывод об уменьшении теплопроводности
 шенных почв. Однако такой вывод справедлив только в опре-
 енных условиях.

С одной стороны, уменьшение влагосодержания почвы ведет
 уменьшению теплопроводности, повышается температура почвы.

Май 1970г.

LE			
56	60	50	61
8		13	
21	17		15
P			
23	23	37	24

I II III IV

Май 1971г.

50	63	65	65
10			
	15	10	14
40	22	25	21

I II III IV

Июнь 1972г.

86	93	90	77
			9
19	12	8	14
-5	-5		

I II III IV

Июль 1972г.

LE			
91	102	88	60
B			8
16	11	8	12
P-7	-13		

I II III IV

Июль 1969г.

83	74	80
	7	
5		6
12	19	14

I II III

Август 1969г.

48	65	66
5		
	5	5
47	30	29

I II III

Рис. 3. Соотношение составляющих теплового баланса (%
 от R) на разных полях экспедиции.

Обозначения участков см. рис. 1.

другой,— после осушения при интенсивном использовании земли
 и зерновые и пропашные культуры почва уплотняется. Степень
 уплотнения зависит от механического состава почвы, а также от
 ора и интенсивности использования земли после осушения.
 уплотнение увеличивает теплопроводность, например, увеличение
 отности на 0,1—0,2 г/см² повышает температуру на 0,5—0,6°C.
 едовательно, формирование теплового режима почвы под влия-
 ем мелиорации определяется в основном двумя противодействующи-

щими друг другу факторами и зависит от механического состава почвы и агротехники.

Анализ приведенных на рис. 3 соотношений за отдельные месяцы и годы вегетации показывает весьма большую изменчивость затрат тепла на все основные процессы тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха и почвы. Наибольшую изменчивость на изученных полях имеет турбулентный поток тепла в атмосферу P (с учетом притока из атмосферы на деятельную поверхность), величины различаются в 6 раз, затем следует поток тепла в почву B (в 4 раза) и затраты тепла на испарение LE (в 2 раза).

Рассматривая указанные соотношения в пространстве и во времени, видим, что на нагревание почвы больше тепла идет в весенне-летний период (май — июнь) и на осушенных легких почвах (песок, супесь). Это количество тепла составляет 20% и более радиационного баланса. Наименьшие затраты тепла на нагревание почвы бывают в июле — августе и характерны для почв тяжелого механического состава (суглинок, глина). Турбулентный поток тепла в атмосферу имеет наибольшую величину как в начале вегетации яровых (май), так и в конце ее (август), и составляет до 50% от R . В период максимального водопотребления (июнь, июль) при наличии достаточных влагозапасов и повышенной температуры (1972 г.) возможен приток тепла из атмосферы на деятельную поверхность. В этот период наблюдаются также максимальные затраты тепла на суммарное испарение — до 100% от R . Минимум затрат на испарение бывает в начале и в конце вегетации — около 50% от R .

По соотношению составляющих теплового баланса можно отметить и особенности формирования микроклимата поля и климата почвы. Так, весной (в мае) и во второй половине лета (в августе) особенно при отсутствии осадков, формируется относительно сухой микроклимат на осушенных легких почвах (повышенная температура почвы и воздуха, пониженная влажность почвы и воздуха, усиление ветровой эрозии весной). В разгар вегетации (июнь, июль) при засушливых условиях пониженная влажность почвы характерна для осушенных почв, при достаточных запасах влаги в почве и частых осадках менее благоприятный микроклимат бывает на тяжелых неосушенных почвах.

Из выше изложенного материала можно сделать следующие выводы.

1. Из всех составляющих теплового баланса самым изменчивым является турбулентный поток тепла в атмосферу, имеющий максимальные величины в начале и в конце вегетации яровых и на осушенных легких почвах (супесь, песок).

2. Поток тепла в почву по изменчивости следует за турбулентным потоком, имеет максимальные значения утром после восхода солнца. В мае на легких почвах он составляет до 20% местной суммы R .

3. На разных минеральных почвах под влиянием агротехники и мелиорации возможна взаимная компенсация факторов, опреде-

их тепловой поток в почву и тепловой режим почв (уменьшение влажности — увеличение плотности сложения, увеличение теплопроводности — уменьшение градиента температуры почвы). По-
му в определенных условиях возможна относительно малая из-
менчивость потоков тепла в пространстве и во времени.

4. Под влиянием осушения может формироваться относительно
ой микроклимат сельскохозяйственных полей и легких (супесь,
ок) почв, что способствует возникновению ветровой эрозии, с ко-
ой могут быть связаны значительные потери урожая.

ЛИТЕРАТУРА

- даменко В. Н. Влияние мелиоративных воздействий на теплофизические
свойства и тепловой режим почвы.—«Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 83—91.
даменко В. Н. К вопросу об изменчивости коэффициента теплопровод-
ности и потока тепла в почву.—«Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 92—100.
удыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971, 472 с.
айдельман Ф. Р. Заболоченные почвы как объект мелиорации.— В кн.:
Материалы к Всесоюзному совещанию по мелиорации почв. М., 1969, с. 25.
нт Л. Э. О влиянии осушения на тепловой режим минеральных почв в усло-
виях Эстонской ССР.—«Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 101—109.
нт Л. Э., Кыйва П. Х. О влиянии осушения на водный режим почвы
и формирование урожая ячменя. См. наст. сб.
Техтвеер Р. В. О тепловом режиме пахотного слоя почвы.—«Труды ГГО»,
1973, вып. 306, с. 74—77.
Техтвеер Р. В. К методике определения теплового потока в почву. См.
наст. сб.
атас Р. Влияние лесных полос на урожайность некоторых сельскохозяйст-
венных культур.—Сб. науч. трудов ЭстНИИЗиМ, 1970, т. 19, с. 243—250.
Рожанская О. Д. Тепловой баланс сельскохозяйственного поля.— В кн.:
Сб. работ по методике исследований в области физики почвы. Л., 1964,
с. 290—296.
Тимофеев М. П. Тепловой баланс и микроклимат.— В кн.: Тепловой и вод-
ный режим земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1960, с. 120—127.
Цейтин Г. Х. К вопросу определений некоторых тепловых свойств почвы.—
«Труды ГГО», 1953, вып. 39(101), с. 201—213.
Шульгин А. М. Мелиоративная география. М., «Высшая школа», 1972,
214 с.
Ratas R. Katsepuistud Kuivendatud aladel. Maaparandus. Tallinn, 1971.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ПОЧВУ

Методика оценки потока тепла, предлагаемая в руководстве гидрометеорологической службы [11], теоретические основы которой разработаны Г. Х. Цейтиным [15, 16], является наиболее распространенной. В ней даются две формулы:

$$P = \frac{c}{\tau} S_1,$$

и

$$P = \frac{c}{\tau} \left(S_1 - \frac{a}{H_1 - H_2} S_2 \right),$$

где P — средний поток тепла в почве за интервал τ ; c — объемная теплоемкость почвы; τ — продолжительность интервала (в мин); S_1 — величина, характеризующая изменение температуры в верхнем 20-сантиметровом слое почвы за интервал τ ; a — средний коэффициент температуропроводности верхнего 20-сантиметрового слоя почвы; H_1 и H_2 — фиксированные глубины в этом слое (20 и 10 см); S_2 — величина, характеризующая изменение во времени разности температур почвы.

Однако эта методика не всегда приводит к удовлетворительным результатам при исследовании теплового режима почвы [1—5, 12]. В работах Бройдо и др. [3, 12] эта методика усовершенствована: упрощены вычисления, в результате чего уменьшаются формальные ошибки, которые получаются при вычислении суточных, декадных и месячных сумм теплового потока. Однако в методике не учитывается изменение свойств почвы на разных глубинах и учитывается поток тепла на глубинах более, чем 20 см (формула). Это приводит к неправильному представлению о суточной динамике теплового потока в почву [1, 8, 10].

В табл. 1 дан тепловой поток в почву после полудня для чистого пара и травостоя, вычисленный по формуле (1), средний температурный градиент поверхностного слоя (0—1 см) и тепловые потоки, измеренные тепломерами АФИ на глубине 0,3 и 2,5 см. Глубина установления тепломера показывает, какой толщины слой

чвы находится над тепломером. Слой 0,3 см мы получали путем нанесения на поверхность тепломера соответствующего слоя мокрой почвы. После высыхания этот слой оказывался приклеенным к тепломеру. Таким образом, получалось, что поглощение радиации почвой тепломера такое же, как почвой.

Таблица 1

Градиент температуры $\frac{\Delta T}{\Delta Z}$ и тепловой поток в почву P , вычисленный по Руководству и измеренный тепломерами АФИ

Время, час	Черный пар				Под травостоем		
	$\left. \frac{\Delta T}{\Delta Z} \right _{0-1}$	тепловой поток в почву P			$\left. \frac{\Delta T}{\Delta Z} \right _{0-1}$	тепловой поток в почву P	
		по формуле (1)	по тепломеру на глубине, см			по формуле (1)	по тепломеру на глубине 0,3 см
			0,3	2,5			
11 июля 1972 г., малооблачно							
14—15	8,3	0,30	0,40	0,20	5,3	0,14	0,08
15—16	8,5	0,14	0,36	0,18	5,3	0,05	0,06
16—17	7,3	—0,01	0,26	0,13	4,4	0,06	0,04
17—18	6,5	—0,16	0,19	0,10	3,6	0,02	0,02
18—19	4,7	—0,10	0,12	0,06	3,0	—0,03	0,01
19—20	2,3	—0,11	0,40	0,03	2,3	—0,01	0,01
3 июля 1972 г., пасмурно							
14—15	2,0	0,10	0,05	0,07	1,5	0,02	0,02
15—16	2,7	0,19	0,04	0,03	1,6	0,07	0,02
16—17	4,8	0,29	0,14	0,06	2,4	0,10	0,04
17—18	5,2	0,09	0,19	0,09	2,8	0,06	0,04
18—19	2,6	—0,01	0,09	0,06	2,0	—0,01	0,02
19—20	0,5	—0,21	0,02	0,02	1,2	—0,04	0,01

Знак градиента температуры определяет направление потока тепла. Это направление, определенное по формуле (1), не согласуется с данными, полученными по тепломеру (табл. 1). Такую же несогласованность отмечает и Дубровин [5].

В весенне-летний период в безоблачные и малооблачные дни на черном пару вычисленные по формулам (1) и (2) тепловые потоки изменяют направление на 3—5 час, раньше, под травостоем на 2—4 часа раньше, в пасмурные дни под травостоем и на черном пару на 0—2 часа раньше, чем это происходит в действительности (табл. 1). Длина периода, когда тепловой поток направлен в почву, получается по формулам (1) и (2) на черном пару в среднем на

2—3 часа, а под травостоем на 1—2 часа меньше, чем по тепломеру. Длительности переходов от одного изменения направления теплового потока до следующего, измеренные при помощи тепломеров, установленных на поверхности почвы, не отличаются больше чем на 30 мин. от действительных. Эти различия можно отнести за счет инерционной погрешности тепломеров [12]. Данные, полученные при помощи тепломера, установленного на глубине 0,3 см, наиболее полно согласуются с дневной динамикой теплового потока, с радиационным балансом, градиентом температуры и вычисленными значениями теплосодержания. Тепломеры, установленные на глубинах 2,5; 5,0 и 20,0 см, показывают смену направления потоков тепла с опозданием, и показания их занижены, так как часть тепла идет на нагревание слоя почвы над ними [10]. Тепломеры, установленные на глубине 2,5 см, показывают, что изменение направления теплового потока на этой глубине происходит на 1—2 часа позже, чем в поверхностном слое, и совпадает с изменением градиента температуры в слое 0—2,5 см.

По литературным данным [2, 10], предполагается, что при измерении тепловых потоков тепломером на поверхности почвы возникает ошибка из-за нестационарности тепловых процессов на поверхности почвы. Но никаких количественных значений возможной ошибки не приводится из-за сложности решения этого вопроса. Сравнение результатов, вычисленных по разным методикам, с данными, полученными при помощи тепломеров, дает нам основания считать, что и в этих случаях мы получаем достаточно правдоподобные данные о динамике теплового потока в почве.

Самые большие разногласия в значениях, полученных по формулам (1) и (2), и действительных величинах тепловых потоков мы получаем при хорошей погоде. С уменьшением густоты травостоя ошибка определения динамики теплового потока в почве также увеличивается. Это объясняется тем, что берется средняя влажность слоя 0—20 см, а температура измеряется через каждые 5 см. Это приводит к увеличению значения изменчивости теплосодержания верхних слоев почв и к уменьшению ее в нижних слоях. Обычно же влажность и плотность сложения почв увеличиваются с глубиной.

В табл. 2 приводятся результаты вычисления изменения теплового содержания в слоях 0—5, 5—10, 10—15 и 15—20 см с использованием средней теплоемкости слоя 0—20 (c') и теплоемкостей для каждого слоя отдельно. Вычисления произведены по формулам:

$$\Delta Q_i = c_i \Delta T_{ср\ i}, \quad (3)$$

$$\Delta Q'_i = c'_{ср} \Delta T_{ср\ i}, \quad (3')$$

где ΔQ_i и $\Delta Q'_i$ — изменение теплосодержания слоя i , равного 0—5, 5—10, 10—15 и 15—20 см; c_i — средняя теплоемкость слоя i ; $c'_{ср}$ — средняя теплоемкость слоя 0—20 см; $T_{ср\ i}$ — изменение средней температуры слоя i .

Таблица 2

изменение теплосодержания разных слоев почвы при использовании средней теплоемкости слоя 0—20 см ($c_{\text{ср}}=0,440$ кал/см³) и теплоемкостей для каждого слоя отдельно ($c_{0-5}=0,301$; $c_{5-10}=0,492$; $c_{10-15}=0,480$ и $c_{15-20}=0,492$ кал/см³). 9 мая 1971 г.

Время, час.	ΔQ_i в слое, см				$\Delta Q'_i$ в слое, см				$\Sigma \Delta Q_i$	$\Sigma \Delta Q'_i$
	0—5	5—10	10—15	15—20	0—5	5—10	10—15	15—20		
7	4,08	—0,49	—0,96	—0,98	5,94	—0,44	—0,88	—0,88	1,55	3,74
8	5,14	0,98	—0,24	—0,49	7,46	0,88	0,22	—0,44	5,38	7,68
9	7,40	2,94	0,48	—0,24	10,79	2,64	0,44	—0,22	10,58	13,65
10	4,22	3,44	0,96	0,00	6,15	3,08	0,88	0,00	8,62	10,01
11	5,60	3,97	1,92	0,49	8,13	3,52	1,76	0,44	11,95	13,85
12	4,54	3,94	2,16	0,74	6,60	3,52	1,98	0,66	11,38	12,76
13	1,81	3,70	2,40	1,23	2,64	3,30	2,20	1,10	9,14	9,24
14	0,00	2,46	1,92	1,23	0,00	2,20	1,76	1,10	5,61	4,96
15	—4,08*	0,00	1,44	1,23	—5,94*	0,00	1,32	1,10	—1,41	—3,52
16	2,42*	1,97	1,44	1,23	3,52*	1,76	1,62	1,10	7,06	7,70
17	—4,68	0,25	0,72	0,98	—6,81	0,22	0,66	0,88	—2,73	—5,05
18	—0,45	—0,74	0,72	0,74	—0,66	—0,66	0,66	0,66	0,27	0,00
19	—4,54	—0,49	0,00	0,49	—6,60	—0,44	0,00	0,44	—4,54	—6,60
20	—2,42	—1,48	—0,24	0,24	—3,52	—1,32	—0,22	0,22	—3,90	—4,84
21	—6,80	—1,72	—0,24	0,00	—9,90	—1,54	—0,22	0,00	—8,76	—4,66
22	—3,78	—2,94	—0,48	—0,24	—5,50	—2,64	—0,44	—0,22	—7,44	—8,80
23	—3,18	—2,72	—0,72	—0,49	—4,62	—2,44	—0,66	—0,44	—7,11	—8,14
24	—1,81	—2,46	—1,20	—0,74	—2,64	—2,20	—1,10	—0,66	—6,21	—6,65
									Σ 29,44	28,33

* Влияние облачности.

На глубине более 20 см мы вычисляли изменение теплоты по формулам (табл. 3):

$$Q_{20} = \lambda_{20} \frac{\Delta T}{\Delta z} \tau, \quad (4)$$

$$Q'_{20} = \lambda'_{20} \frac{\Delta T'}{\Delta z'} \tau, \quad (4')$$

где Q_{20} и Q'_{20} — количество тепла, которое проходит через 20-сантиметровый слой почвы за интеграл времени τ (у нас $\tau=60$ мин; λ_{20} — теплопроводность почвы на глубине 20 см, где λ_{20} измерена термометром АФИ и λ'_{20} вычислена по методике [9]; $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ и $\frac{\Delta T'}{\Delta z'}$ — средние градиенты, в первом случае в слое 15—20 см и во втором случае в слое 10—20 см.

Таблиц

Тепловой поток на глубине 20 см по формулам (4) и (4'). 9 мая 1971

Время, час.	$\frac{\Delta T}{\Delta Z}$	$\frac{\Delta T'}{\Delta Z'}$	Q_{10}	Q'_{20}	Q	Q'
6—7	—0,02	—0,10	—0,15	—0,23	1,40	3,51
7—8	—0,06	—0,11	—0,45	—0,26	4,93	7,42
8—9	—0,06	—0,10	—0,45	—0,23	10,13	13,42
9—10	—0,06	—0,05	—0,45	—0,12	8,17	9,89
10—11	0,02	0,04	0,15	0,09	11,80	13,94
11—12	0,04	0,14	0,30	0,33	11,68	12,99
12—13	0,14	0,24	1,04	0,56	10,18	9,80
13—14	0,22	0,33	1,64	0,77	7,25	6,73
14—15	0,28	0,41	2,08	0,96	0,67	—2,36
15—16	0,32	0,43	2,38	1,01	9,44	8,71
16—17	0,38	0,46	2,82	1,08	0,09	—3,97
17—18	0,40	0,45	2,98	1,05	3,25	1,05
18—19	0,40	0,44	2,98	1,03	—1,56	—5,57
19—20	0,40	0,40	2,98	0,94	—0,92	—3,90
20—21	0,36	0,36	2,68	0,84	—6,08	—10,82
21—22	0,34	0,32	2,52	0,75	—4,92	—8,05
22—23	0,28	0,24	2,08	0,56	—5,03	—7,58
23—24	0,26	0,18	1,94	0,42	—4,27	—6,23
Σ 55,21						38,98

Примечание. В формулах (4) и (4') $\lambda_{20}=0,00207$ и $\lambda'_{20}=0,000$ кал/см·сек·град. Полный тепловой поток в почву вычислен по формулам (5) и (5').

При вычислениях в качестве исходных данных взяты результаты измерений, проведенных 9 мая 1971 г. Данные по влажности почвы округлены (табл. 2 и 3).

При использовании в формуле (4') среднего градиента температуры слоя 10—20 см амплитуда дневной динамики теплового потока в почву на глубине 20 см получается увеличенной, а фаза сдвинутой на 1—3 часа. Период направления теплового потока в почву в весенне-летний период длиннее, чем период обратного направления. Использование неправильных градиентов изменяет суммарные значения теплового потока, но не намного (в 1,1—1,3 раза). Использование градиента температуры в слое 15—20 см уменьшает вышеназванные ошибки, но не ликвидирует их.

Изменение средней температуры в разных слоях почвы дает нам возможность судить, идет ли нагревание, или, наоборот, происходит охлаждение данного слоя почвы. Это и показывает, в како

промежутке происходит изменение направления потока тепла, а также определяет темп нагревания данного слоя. Изменение направления теплового потока по слоям утром происходит примерно в 2 раза быстрее, чем вечером. Обычно динамика изменения теплового потока в почве характеризуется правильной синусоидой [2, 4, 3]. Вычисления по формулам (1) и (2) дают этот же результат, т. е. они показывают, что изменение интенсивности теплового потока утром и вечером одинаковое. По данным наших измерений, в ясные и малооблачные дни получается другая картина, т. е. изменение интенсивности утренних потоков больше, чем вечерних (табл. 2, 3).

Использование средней теплоемкости преувеличивает абсолютные значения изменения теплосодержания (табл. 2). Амплитуда изменения температуры почвы в верхних слоях больше, чем в нижних, и осреднение теплоемкостей уже не равноценно относительно теплового потока. Таким образом, мы увеличиваем искусственно вес верхних слоев и уменьшаем вес нижних слоев по отношению к тепловому потоку в почву (табл. 2) и вследствие этого для верхнего слоя мы получаем самую большую ошибку как количественно, так и относительно (табл. 2). В этом и состоит одна из причин того, что тепловой поток, вычисленный по формуле (1), изменяет направление раньше, чем это определяется по градиенту температуры. Второй причиной является то, что тепловой поток на глубине 20 см больше, чем предполагается. В формуле (2) это принято во внимание, но поправка не намного изменяет положение. Во-первых, получается, что средний градиент температуры на глубине 20 см принимается равным среднему градиенту в слое 10—20 см. Во-вторых, по методике [9] теплопроводность на глубине 20 см берется равной средней теплопроводности слоя 0—20 см. Однако измерения шаровым зондом показывают, что теплопроводность на глубине 20 см больше, чем средняя теплопроводность в слое 0—20 см. Это отмечено в работе Павлова, Забловской и др. [8, 14]. Во время экспедиции в мае 1971 г. по температурным данным, полученным по методике [9], были вычислены значения теплопроводности: от 6 до 27 мая они равнялись $0,67—1,47 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град и от 28 до 31 мая (31 мая после дождя) эти значения составляли $2,77—1,72 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град.

Измерения шаровым зондом дали следующие значения теплопроводности: $2,00—2,20 \cdot 10^{-3}$, по номограмме Озолса теплопроводность равнялась $2,30—2,50 \cdot 10^{-3}$ [7] и по нашим лабораторным измерениям она составляла $2,20—2,40 \cdot 10^{-10}$ кал/см·сек·град. Теплопроводности, вычисленные по руководству, получают заниженными в среднем в 2—3 раза. А это значит, что тепловой поток на глубине 20 см в 2—3 раза уменьшен. Неправильное определение теплопроводности дает основную ошибку теплового потока на глубине 20 см. Но в отдельные периоды дня использование неправильного градиента температуры (в слое 10—20 см) может предыдущую ошибку компенсировать и даже дать увеличенные значения теплового потока.

По формулам (3) и (3') суммы потока тепла в почву за сутки в принципе должны мало различаться (табл. 2), но суммы, вычисленные по формулам:

$$Q = \sum_{i=0-5}^{15-20} \Delta Q_i + Q_{20}, \quad (5)$$

$$Q' = \sum_{i=0-5}^{15-20} \Delta Q'_i + Q'_{20}, \quad (5')$$

уже должны значительно различаться. Как видно, основную ошибку дает неправильное определение Q'_{20} (табл. 3).

При изучении динамики теплового потока в почву нельзя пренебрегать изменениями плотности сложения и влажности почвы с глубиной. Какие же получаются различия между результатами, вычисленными по формулам (1), (2) и (5) и полученными по тепломерам АФИ? По формуле (5) рассмотрим 3 случая:

- 1) когда слой 0—20 разделен на 4 подслоя: 0—5, 5—10, 10—15 и 15—20 (тепловой поток обозначен через Q_4),
- 2) когда слой 0—20 см разделен на 5 подслоев: 0—2,5, 2,5—5, 5—10, 10—15 и 15—20 см (Q_5),
- 3) как и во втором случае, слой 0—20 см разделен на 5 подслоев, но кроме того учитывается дневная динамика влажности самого верхнего слоя 0—2,5 см ($Q_{5_{вл}}$).

Тепломеры устанавливались на глубине 0,3 и 2,5 см. Полученные результаты даны в табл. 4. Изменение направления потока тепла определялось по градиенту температуры слоя 0—1 см при помощи микротермистора ЭТРМ через каждые полчаса. Температура почвы измерялась через каждый час, показания с тепломеров снимались каждые полчаса и влажность поверхностного слоя в утренние часы (6—12) определялась через час, а потом через 3 часа. Направление потока утром менялось в 6 час 30 мин — 7 час и вечером в 18 час 30 мин — 19 час. Вычисленные результаты по формулам (1) и (2) не совпадают с этим временем. Данные, полученные по формуле (5), по суммам мало различаются, но Q_4 дает переход направления теплового потока менее точно, чем Q_5 и $Q_{5_{вл}}$ (табл. 4). Как видно, дневной динамикой влажности в общем можно пренебречь, а вполне достаточно, чтобы пробы влажности были взяты в промежутке с 13 до 16 час, тогда мы получаем среднюю дневную влажность почвы.

Результаты, полученные по тепломерам, по теоретическим соображениям должны быть больше, чем результаты, полученные по методике вычисления теплового потока по изменению тепло содержания (Леготина и Цейтина [5], Филина [11] и др.). Этими методиками не учитываются потери теплоты на испарение в почве в теплое время года.

Данные, полученные тепломерами, установленными в почве на разных глубинах, должны быть меньше, чем вычисленные по мето-

дике изменения теплосодержания, вследствие того что при измерении тепломером не учитывается слой почвы выше тепломера.

Из наших данных можно сделать вывод, что тепломеры показывают заниженные результаты. В весенний период показания тепломеров по расчетам занижены в 1,5—2,0 раза.

По данным наших исследований теплового режима почв можно сделать следующие выводы.

Таблица 4

Тепловой поток в почву, определенный разными методами
(кал/см²·час). 9 мая 1971 г.

Время	По Руководству		По формуле (5)			По тепломеру		$\frac{\Delta T}{\Delta Z} _{0-1}$
	формула (1)	формула (2)	Q_4	Q_5	$Q_{5,вд}$	$Q_{0,3}$	$Q_{2,5}$	
6—7	3,0	3,0	1,3	—0,3	—0,2	—0,1	—1,2	—0,2
7—8	7,4	7,2	5,4	4,8	5,2	4,9	0,6	1,2
8—9	13,3	13,1	9,9	8,8	8,9	8,4	3,0	2,7
9—10	10,9	10,7	9,4	9,4	9,3	9,7	4,3	4,0
10—11	13,9	13,9	12,9	10,8	10,7	12,6	5,4	5,1
11—12	12,7	12,9	12,8	12,6	12,4	12,3	5,6	6,3
12—13	9,3	9,6	10,8	10,4	10,1	12,3	5,4	6,6
13—14	4,9	5,3	7,9	8,3	6,9	10,8	5,3	6,3
14—15	—0,2	—0,3	1,3	1,9	2,0	6,6	3,9	5,7
15—16	6,6	6,2	10,1	9,2	9,1	10,3	4,3	4,5
16—17	—4,3	—3,6	0,1	1,1	1,4	6,0	3,6	3,7
17—18	—1,7	—1,1	3,1	2,3	2,7	4,8	2,7	2,8
18—19	—5,2	—4,8	—1,5	0,1	0,4	3,6	2,1	1,4
19—20	—5,2	—4,8	—0,9	—1,2	—1,2	—1,2	1,2	—0,5
20—21	—8,6	—8,2	—5,6	—4,0	—3,7	—2,7	0,9	—1,2
21—22	—8,7	—8,3	—5,7	—5,6	—5,3	—4,6	—0,1	—1,9
22—23	—7,9	—7,6	—4,4	—4,7	—4,9	—5,1	—0,9	—2,6
23—24	—6,3	—6,1	—4,2	—4,8	—5,9	—5,1	—0,9	—2,9
Σ 6—24	32,8	37,1	62,7	58,6	59,0	83,6	45,1	
Σ 6—21	55,7	59,0	77,0	73,1	74,9	98,4	47,0	

1. При исследовании динамики теплового потока в почве по методикам, которые основаны на изменении теплосодержания в почве, нужно точнее учитывать изменения влажности и плотности сложения почвы с глубиной и учитывать испарение в почве.

2. При сравнении результатов, полученных при помощи тепломеров на разных почвах, необходимо определение глубины фронта испарения, без учета которого мы в одном случае получаем вели-

чины тепла, расходуемого на испарение, в другом случае — только часть их, и различия эти могут достигать больших значений.

3. При оценке изменчивости потока тепла в почву важно одно временное определение теплопроводности и градиента температуры, иначе можно получить неправильные выводы, так как, кроме теплопроводности, градиент температуры определяется и такими факторами как радиация, цвет почвы, влажность почвы и другими переменными свойствами почвы.

4. Методика измерений тепломерами требует уточнений, а сами тепломеры нуждаются в усовершенствовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н. К вопросу об изменчивости коэффициента теплопроводности и потока тепла в почву.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 92—100.
2. Беспалов Д. П. Методика и аппаратура для экспериментального определения теплообмена в почве.— «Труды ГГО», 1960, вып. 103, с. 68—84.
3. Опыт проверки станционной методики расчета суточных сумм потока тепла в почве.— «Труды ГГО», 1971, вып. 260, с. 129—135 (Бройдо А. Г., Гольдман С. М., Лагутина Г. И., Эсик В. Д.)
4. Вершинин П. В. и др. Основы агрофизики. М., Физматиздат, 1959, 905 с.
5. Дубровин Л. В. К расчету величин теплового потока в почву.— «Труды ГГО», 1972, вып. 280, с. 189—194.
6. Забловская А. Г. Глубинный и временной ход тепловых характеристик суглинистой почвы.— «Труды ЛатСХА», 1969, 22, с. 243—253.
7. Леготина С. И., Цейтин Г. Х. Об определении мгновенных значений потока тепла в почву.— «Труды ГГО», 1972, вып. 282, с. 92—105.
8. Лехтвеер Р. В. О тепловом режиме пахотного слоя почвы.— «Труды ГГО», 1973, вып. 306, с. 74—77.
9. Озолс К. В. Физические условия на полях яровой пшеницы при перекрестном и узкорядном способах посева и их влияние на урожай. Автореф. дисс. Рига, 1959, с. 23.
10. Павлов А. В. О методах определения теплообмена в почве и в снежном покрове.— В кн.: Тепловой и радиационный баланс естественной растительности и сельскохозяйственных полей, М., «Наука», 1965, с. 23—36.
11. Руководство по градиентным наблюдениям и определениям составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964, 124 с.
12. Савиковский И. А., Бройдо А. Г. Усовершенствование методики расчета суточных сумм потока тепла в почве.— «Труды ГГО», 1969, вып. 244, с. 65—73.
13. Физика среды обитания растений. Л., Гидрометеиздат, 1968, 304 с.
14. Филина Н. А., Белукина Г. В., Чурков Ю. И. Расчет теплового потока в почву на полях с различными сельскохозяйственными культурами.— «Метеорология и гидрология», 1972, № 10, с. 86—93.
15. Цейтин Г. Х. К вопросу определения некоторых тепловых свойств почвы.— «Труды ГГО», 1953, вып. 39(101), с. 201—213.
16. Цейтин Г. Х. О вычислении коэффициента температуропроводности и потока тепла в почву по осредненным температурам.— «Труды ГГО», 1956, вып. 60(122), с. 67—79.

В. Н. АДАМЕНКО

ВЛИЯНИЕ ИСКУССТВЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ НА ЕЕ ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ В БАССЕЙНЕ Р. ХАТАНГИ

В работе дается предварительный анализ небольшой части материалов наблюдений, выполнявшихся на протяжении трех летних сезонов 1972 г. (с июня по сентябрь, т. е. от момента схода снега до его установления) в бассейне р. Хатанги. В микроклиматическом отношении район проведения экспериментальных работ слабо изучен. Многолетнемерзлые породы, рельеф от среднегорного до холмистого и равнинного, наличие участков, где на небольшом расстоянии соседствуют склоны разных экспозиций и крутизны, широкий спектр почв разного механического состава и генезиса, разнообразие растительных ассоциаций — от полярной пустыни до тунды, лесотундры и леса — делают этот уникальный и красивейший район самого северного в мире проникновения леса в тундру весьма перспективным для постановки широких методических и научных микроклиматических работ, важных в биогеоэкологическом отношении [3—10].

Материалы, полученные в результате проведенных работ, позволяют оценить возможные количественные эффекты изменения теплового режима почвы в слое сезонного протаивания в условиях развития многолетнемерзлых пород.

В ряде районов бассейна р. Хатанги, в том числе на Ары-Масе, в Среднесибирском плоскогорье (в бассейне р. Котуй) были проведены массовые съемки влажности почвы, теплофизических параметров и некоторых показателей микроклимата почв разного механического состава в слое сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород. Эти наблюдения сопровождались съемкой глубины сезонного протаивания и широким комплексом биометрических измерений, проводившихся по методике Н. В. Ловелиуса и при его участии.

Стационарные наблюдения на Ары-Масе проводились инж. М. Петровым в составе Арымасского отряда Полярной экспедиции АН СССР по методике и под руководством автора. Съемки теплофизических параметров и полей влажности почвы, а также ряд специальных наблюдений был осуществлен автором при

помощи сотрудников экспедиции и при содействии начальников отрядов Н. В. Ловелиуса и Б. Н. Норина, которым, пользуясь случаем, приятно выразить признательность и благодарность за содействие и помощь в работах, а также за полезные консультации.

Был поставлен эксперимент для оценки возможных изменений теплового режима почвы под влиянием искусственного изменения подстилающей поверхности. Были созданы экспериментальные полигоны площадью по 100 м^2 с искусственно измененными условиями участков тундры: 1) покрытый прозрачной полимерной пленкой, 2) со снятым верхним теплоизолирующим мохово-разнотравным слоем, 3) со снятым верхним теплоизолирующим слоем, покрытый прозрачной полимерной пленкой, 4) со смешанным режимом, включавшим оптимальные условия экспозиции, защиту от ветра, полив определенных часы и при определенных типах погоды, покрытый полимерной пленкой при достаточной солнечной радиации и относительно низких температурах воздуха, 5) контрольная площадка.

На этих полигонах был осуществлен широкий комплекс наблюдений по определению составляющих теплового баланса, параметров микроклимата, показателей термического режима и увлажнения почвы. Основные наблюдения проводились на стационарном лесного острова Ары-Мас — самого северного в мире леса, вклинившегося далеко на север ($72,5^\circ \text{ с. ш.}$) в зону тундры по долине р. Невой — левого притока р. Хатанги.

В ряде работ [1—5, 7, 9—14] рассматривались механизмы и оценивались возможные последствия изменения условий на подстилающей поверхности с теплобалансовой точки зрения. В этой работе рассмотрим аналогичные вопросы применительно к условиям бассейна р. Хатанги по материалам экспедиции 1972 г.

На опытных и на контрольной площадках были установлены тепломеры конструкции ГГО. Методика работы с ними и интерпретации материалов наблюдений изложены в работе автора [1, 2].

Для получения сравнимых количественных данных о потоках тепла в почву все тепломеры до начала работ, в середине и в конце экспедиции взаимно сравнивались и для каждого прибора определялось взаимно-однозначное соответствие. Тепломеры устанавливались по два прибора на глубине 10—15 см в талом слое почвы на каждом экспериментальном полигоне и на контроле. Измерения проводились синхронно через 3 часа в течение суток, а при определенных типах погоды (малооблачно, пасмурно и т. д.) проводились суточные серии ежечасных наблюдений. Точность определения потоков тепла, о которой можно судить по графикам взаимно-однозначного соответствия потоков тепла в почву, нормированных относительно переводного множителя каждого прибора, равна $\pm 5\%$. Для достижения большей относительной точности измерения на разных приборах для каждой пары тепломер — гальванометр строились графики относительной тарировки, один из них приведен на рис. 1.

Отметим, что уверенность в надежности работы приборов основывается на том, что экспериментальные точки сравнения нормиро-

анных потоков тепла, измеренных каждым из приборов при их установке на одной и той же глубине, на одном и том же экспериментальном полигоне и при синхронности измерений по каждому из приборов имеют одинаковый разброс (рис. 1) как до начала проведения работ на экспериментальных площадках, так и в середине и в конце периода работ.

Методика сравнительного анализа изменчивости потоков тепла почву на каждом из экспериментальных полигонов заключалась том, что все материалы

наблюдений по каждой паре приборов, установленных на экспериментальных площадках, приводились к показаниям контрольной пары приборов, установленных на площадке с типичными для условий района почвой, растительностью и анорельефом. Приведение к показаниям контрольной пары приборов осуществлялось путем построения графиков тарировки приборов, установленных на экспериментальных площадках, с приборами на контроле. Для этого было построено 6 графиков сравнения приборов на экспериментальных площадках с приборами, работающими на контроле. Эти графики строились по данным суточных серий наблюдений всеми работающими приборами при их установке на одной и той же экспериментальной площадке, почве и глубине. Неизменность разброса точек сравнения показаний приборов до начала цикла работ, в середине периода наблюдений и в конце его служит хорошим подтверждением устойчивости работы и неизменности их параметров во времени. Применение такой методики преследовало цель контроля стабильности показаний приборов, установленных в весьма специфических условиях:

мерзлых и талых грунтах возможны механические деформации явления, не типичные для других районов. Устойчивость показаний приборов, неизменность разброса точек, находящегося в пределах $\pm 5\%$ показаний тепломеров, указывает на достоверность получаемых результатов измерений. Следует отметить, что тарировочные графики по виду и разбросу экспериментальных точек не отличаются от приведенного на рис. 1 и поэтому не приводятся в данной работе.

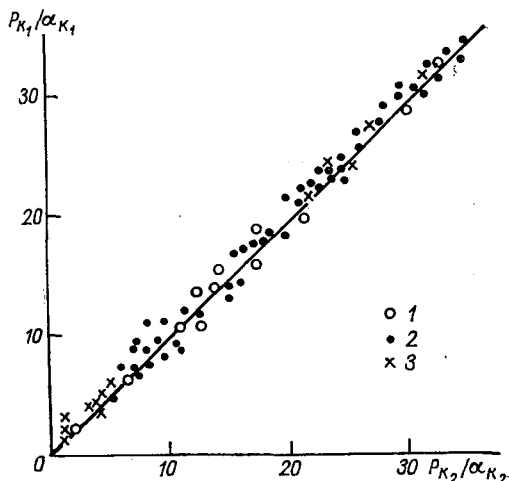


Рис. 1. Соотношение безразмерных потоков тепла, поступающих в почву. Контрольная пара приборов.

1 — до эксперимента, 2 — в середине периода наблюдений, 3 — после эксперимента.

Создание экрана в виде полимерной пленки (участок 1, рис. 2 а) изменяет условия теплообмена, уменьшает тепло- и влагообмен почвы с атмосферой, меняет его характер; основное значение получает механизм молекулярной теплопроводности. Несколько уменьшается и радиационный баланс, однако его уменьшение компенсируется еще большим ослаблением или полным прекращением турбулентного тепло- и влагообмена. Уменьшение радиационного ба

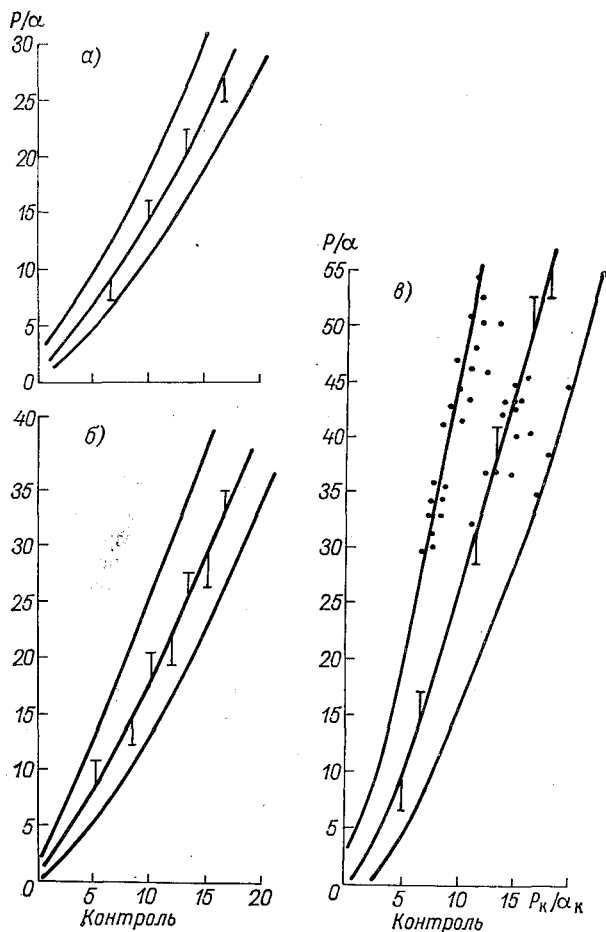


Рис. 2. Соотношение безразмерных потоков тепла в почву на экспериментальных полигонах P/α и на контроле P_k/α_k . Линии, ограничивающие среднюю, характеризуют максимально возможные отклонения от средней.

а — тундра, покрытие полимерной светопрозрачной пленкой — контроль; б — тундра, снят моховой теплоизолирующий слой — контроль; в — тундра, снят моховой теплоизолирующий слой, покрытие полимерной светопрозрачной пленкой — контроль.

иса происходит за счет уменьшения поглощенной коротковолновой радиации. Выделение так называемого конденсата на внутренней поверхности пленки вследствие изменения механизма влагообмена в значительной мере компенсирует ослабление коротковолновой части радиационного баланса. Это и определяет наблюдаемый эффект увеличения потока тепла в почву (рис. 2 а). Покрытие естественной поверхности светопрозрачной полимерной пленкой способствует увеличению потока тепла в почву в среднем за период 5 раз (средняя линия на рис. 2 а). При наиболее благоприятных условиях, когда ветер значителен, а поток радиации велик, алооблачная погода с развитием облаков верхнего яруса) при относительно малой удельной влажности, обуславливающей значительные потери тепла за счет длинноволновой радиации на естественных поверхностях, поток тепла в почву увеличивается в 2 раза. Снятие теплоизолирующего мохово-разнотравного слоя, толщина которого изменяется в рассматриваемых условиях в пределах от 10 до 15 см (рис. 2 б), с точки зрения мелиоративного эффекта аналогично или даже в среднем несколько превышает рассмотренное выше влияние покрытия пленками.

Снятие теплоизолирующего слоя дает наибольший мелиоративный эффект при погоде со слабым ветром, развитием облачности нижнего яруса и при относительно большом поступлении коротковолновой радиации. При такой погоде возможно увеличение потока тепла в почву и теплоаккумуляции более чем в два раза (верхняя линия на рис. 2 б).

Влияние снятия естественного теплоизолирующего мохово-разнотравного слоя и покрытия светопрозрачной полимерной пленкой может быть оценено по данным сравнения потоков тепла на экспериментальном полигоне и на контроле (рис. 2 в). Такой прием воздействия на тепловой режим способствует увеличению эффективной теплопроводности активного слоя. Это подтверждается результатами послойного определения теплофизических параметров на экспериментальной площадке и на контроле. Изменение альбедо подстилающей поверхности приводит к увеличению поглощения коротковолновой радиации, аналогичному рассмотренному выше (рис. 2 б). Уменьшение альбедо еще большее, чем в случае, представленном на рис. 2 а, компенсирует ослабление потока радиации пленкой. Кроме того, как и на полигоне с пленкой без снятия теплоизолирующего слоя (рис. 2 а), конденсат, появляющийся на внутренней поверхности пленки, и повышенное содержание водяных паров под пленкой способствуют уменьшению собственного длинноволнового излучения подстилающей поверхности экспериментального полигона. Эпизодические определения влажности под пленкой над ней показали, что при наличии конденсата относительная влажность под пленкой близка к насыщению, а абсолютная влажность при температурах воздуха под пленкой порядка 20—30° на 10 мб выше, чем над пленкой.

Изменения механизма теплообмена, обусловленного созданием светопрозрачного экрана, ограничивающего потери тепла за счет

турбулентного тепло- и влагообмена (рис. 2 в), приводит к устойчивому возрастанию потока тепла в почву. В полуденные и после полуденные часы наибольшего прогрева, когда затраты тепла на испарение влаги под пленкой и на контроле различаются наиболее

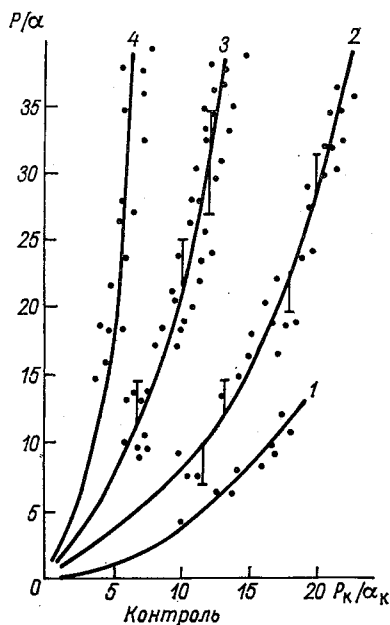


Рис. 3. Соотношение безразмерных потоков тепла в почву P/α на полигоне со смешанным режимом и на контроле P_k/α_k при применении различных мелиоративных приемов в зависимости от характера погоды.

1 — холодная ветреная погода, полив в ночное время, $Q = 0,3$ кал/см² · мин с 12 до 16 час; 2 — полив в утренние часы, $Q = 0,3-0,6$ кал/см² · мин; 3 — полив в утренние и дневные часы, $Q = 0,6-0,8$ кал/см² · мин, ночное укрытие полимерной пленкой; 4 — без полива, ветровая тень, покрытие пленкой при температуре воздуха ниже $7-10^\circ$, малооблачная теплая погода днем, $Q = 0,8$ кал/см² · мин.

Для сравнимости с контролем на склоне была разбита с уклоном на 5° на юг терраса и создана площадка с легкой насыпной почвой. В ночное время и в периоды с холодной погодой (при температуре воздуха ниже 10°), а также при сильных ветрах южных румбов площадка покрывалась светопрозрачным экраном из полимерной пленки так, что в ней формировался микроклиматический режим парникового типа. На площадке периодически проводился пол-

сильно, поток тепла на полигоне под пленкой увеличивается в среднем в 3 раза (верхняя часть средней кривой на рис. 2 в). Существенно, что именно в это время на поверхности пленки с внутренней стороны появляется конденсат, а относительная влажность под пленкой достигает состояния насыщения, что вызывает на прекращение испарения и затрат тепла на него — большая часть поглощаемой солнечной радиации под пленкой идет на прогревание активного слоя почвы. Наиболее выражен мелиоративный эффект при малооблачной погоде, умеренном и сильном ветре, типичной для этих районов в летнее время, когда поток тепла в почву на контроле уменьшается под влиянием увеличения затрат тепла на турбулентный тепло- и влагообмен, а на экспериментальной площадке увеличенная поглощенная коротковолновая радиация имеет место при малых или отсутствующих затратах тепла на испарение.

Влияние комплекса мелиоративных приемов прослеживается по данным, полученным в результате экспериментов на полигоне со смешанным режимом (рис. 3). Этот полигон был организован на защищенном от ветра северных и западных составляющих склоне юго-юго-западной экспозиции с легкими и песчанистыми почвами, с северного и западного облесенного лиственничного

я выявления оптимального влияния увлажнения на тепловой режим почвы, а также на состояние посаженного в начале эксперимента на части полигона перистого лука. В районе проведения эксперимента в условиях открытого большую часть суток грунта на протяжении всего периода наблюдений с июня по сентябрь лук охотился все стадии развития до образования семян.

В холодную ветреную погоду с малым поступлением солнечной радиации, когда суммарная солнечная радиация была меньше $1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, поток тепла в почву на полигоне не только не возрос, а даже уменьшался примерно на 50% по сравнению с контролем (кривая 1 на рис. 3). Уменьшение потока по сравнению с контролем связано с ослаблением и без того малого поступления суммарной солнечной радиации под влиянием закрытости горизонта перехвата ее лесом и огораживающими полигон конструкциями. Предположение о возможном уменьшении поступления потока тепла в почву при ночном поливе не оправдалось.

Полив в утренние часы и суммарной радиации пределах от $0,3$ до $1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ оказался более эффективным с точки зрения мелиорации теплового режима полигона (кривая 2 на рис. 3). Поток

тепла в утренние часы сразу же после полива почвы несколько уменьшался по сравнению с контролем (нижняя часть кривой 2 на рис. 3). В послеполуденные часы происходило закономерное линейное возрастание потока тепла в почву, становившегося примерно в 1,5 раза большим, чем на контроле.

При более значительном поступлении суммарной радиации (рис. 3, кривая 3) и применении полива в утренние часы поток тепла на полигоне в 2 раза и более превосходил поступление тепла в почву на контроле. Отметим, что этот случай характеризует наиболее типичную ситуацию за период наблюдений.

При интенсивности радиации $0,8 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$ и более ночное укрытие полимерной пленкой и ветрозащита давали самый больший мелиоративный эффект. Поток тепла в почву на полигоне в 3 и более (до 5) раз превосходил поток тепла на контрольной посадке. Причина столь значительного увеличения потока тепла

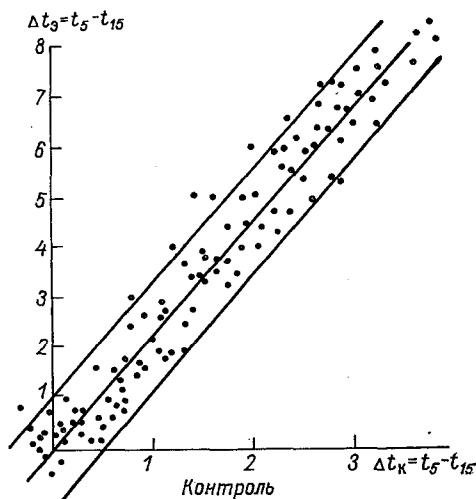


Рис. 4. Соотношение градиентов температуры в слое 5—15 см (град/10 см) на экспериментальном полигоне со смешанным режимом Δt_5 и на контроле Δt_k .

в почву: 1) в уменьшении затрат тепла на испарение под влиянием ветрозащиты, 2) в уменьшении ночного выхолаживания под влиянием поливов и полимерного экрана, 3) в увеличении поглощения коротковолновой радиации в дневное время вследствие снятия теплоизолирующего слоя и полимерной пленки, 4) в ослаблении турбулентной теплоотдачи лесом и склоном, подветренным расположением полигона, 5) в увеличении теплопроводности ночным поливом, 6) в некотором увеличении поступления радиации к подстилающей поверхности в полуденное время на склоне южной экспозиции.

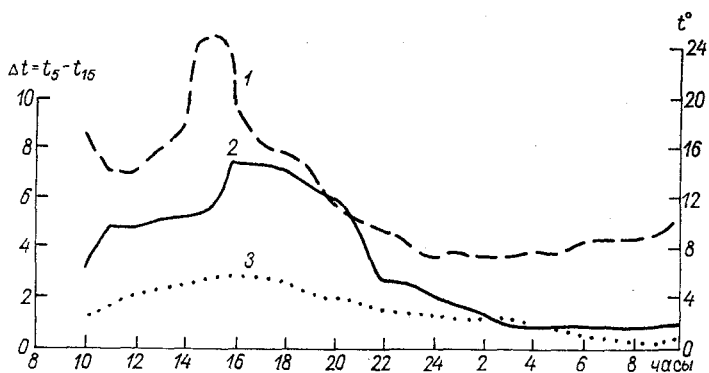


Рис. 5. Суточный ход температуры поверхности почвы (1), градиентов температуры в слое 5—15 см на экспериментальном полигоне Δt_5 со смешанным режимом (2) и на контроле (3).

Сопоставление градиентов температуры в слое 5—15 см на контроле и на площадке со смешанным режимом (рис. 4) показывает, что в среднем на экспериментальной площадке градиенты более чем в 2 раза превосходят контроль. В отдельных случаях, анализ которых был дан выше, градиенты на полигоне в 3 раза и более превышают последние на контроле. Анализ отдельных серий измерений, выполненных в течение суток с разным типом погоды, показывает, что в определенных случаях градиенты на экспериментальной площадке в 5 раз и более больше, чем на контроле. Однако потепла увеличивается только в 3—4 раза, т. е. не следует за изменением градиентов температуры почвы. Причина этого в нелинейности изменений теплофизических параметров с изменением влажности почвы [1, 2].

Суточный ход градиентов температуры на экспериментальной площадке со смешанным режимом и на контроле, а также температуры поверхности почвы представлен на рис. 5, построенным данным суточной серии наблюдений через 0,5 часа 10—11 августа 1972 г. в период относительно теплой, малооблачной погоды с интенсивностью радиации в полуденные и послеполуденные часы более $0,8 \text{ ккал/см}^2 \text{ мин}$. Отчетливо обнаруживается суточный х

ак температуры поверхности почвы, так и градиентов в слое 5—5 см.

Наибольшие температуры поверхности почвы смещены относительно полудня на 2—3, а градиенты температуры почвы на 3—4 часа. В течение периода с 10 часов до полуночи градиенты температуры в активном слое почвы в два (с 10 до 12 час), три и более

Таблица 1
Составляющие теплового баланса
(кал/см²·сутки)

Составляющие баланса	Контроль, естественная поверхность	Участок 3 (светопрозрачная полимерная пленка, снятие теплоизолирующего верхнего слоя)
Суммарная радиация Q	580	400
Поглощенная радиация Q_R	470	350
Радиационный баланс R	290	290
Затраты тепла на испарение LE	145	140
Затраты тепла на турбулентный теплообмен P	70	
Поток тепла в почву B	75	150
Q/R	2,0	1,38
Q_R/R	1,62	1,21
LE/R	0,50	0,48
P/R	0,24	
B/R	0,26	

аз превышают последние на контроле (с 12 до 18—20 час).

В табл. 1 приведены рассчитанные за период наблюдений средние за сутки составляющие теплового баланса площадки со снятым слоем теплоизоляции, покрытой светопрозрачной полимерной пленкой, и контроля. Таким образом, применение полимерной светопрозрачной пленки и снятие теплоизолирующего слоя не изменяют радиационного баланса, приводят к увеличению вклада потока тепла в почву по отношению к радиационному балансу в 2 раза и обуславливают перераспределение компонентов расходной части уравнения теплового баланса.

В заключение можно отметить, что рассмотренные возможные пути направленного воздействия на тепловой режим активного слоя почвы по своим механизмам близки к ранее изученным в бассейне Пясины [1]. Применение самого простого из возможных прие-

мов — снятие верхнего теплоизолирующего слоя растительного происхождения приводит к тепловому эффекту, сравнимому с другими возможными мерами воздействия — поток тепла в почву увеличивается в 1,5 раза, происходит более быстрое прогревание почвы, ее просыхание и изменение физико-механических свойств. Применение других приемов позволяет увеличивать поток тепла в почву в отдельные периоды в 3—4 раза.

Представляет интерес проведение аналогичных опытов с изменением альбедо поверхности в период, когда еще не стаял снежный покров. Применение такого приема может быть наиболее эффективным. Изменение теплового режима происходит за счет перераспределения составляющих теплового баланса, приводящего к уменьшению затрат тепла на турбулентный тепло- и влагообмен, в рассматриваемых условиях представляющий основную расходную часть уравнения теплового баланса. Применение светопрозрачных пленок, ограничивающих возможности испарения, являющегося в обычных условиях основным регулятором теплового режима [2, 12—14], приводит к увеличению потоков тепла в почву в 2—3 раза. Такое изменение эквивалентно существенному преобразованию соотношений составляющих теплового баланса, превращающихся в атипичные для рассматриваемых условий и подобные последним в районах, расположенных на сотни километров к югу от лесного острова Ары-Мас (72,5° с. ш.), где проводились экспериментальные работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н. Тепловой баланс и возможности мелиорации термического режима почвы.— «Труды ГГО», 1969, вып. 248, с. 38—47.
2. Адаменко В. Н. Влияние мелиоративных воздействий на теплофизические свойства и тепловой режим почвы.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 83—90.
3. Колосков П. И. Рельеф как фактор климата в Амурской области.— «Известия Метеорологического бюро Амурского района», 1916, вып. 4, с. 168.
4. Колосков П. И. К вопросу о тепловой мелиорации в областях вечной мерзлоты и глубокого зимнего промерзания почв.— В кн.: Вечная мерзлота. Материалы № 80, Л., 1930, с. 201—231.
5. Колосков П. И. Температура почв как функция растительного покрова.— «Изв. Амурской области сельскохозяйственной опытной станции», 1927, вып. 6, с. 77—79.
6. Растительность и почвы лесного массива Ары-Мас (Таймыр).— «Ботанический журнал», 1971, т. 56, № 9, с. 1272—1283. (Норин Б. Н., Игнатенко И. В., Кнорре А. В., Ловелиус Н. В.).
7. Романова Е. Н. Микроклимат тундр в районе таймырского стационара.— В кн.: Биогеоценозы таймырской тундры и их продуктивность. Л., «Наука», 1971, с. 35—44.
8. Толмачев А. И. О распространении древесных пород и о северной границе лесов в области между Енисеем и Хатангой.— «Труды Полярной комиссии АН СССР», 1931, вып. 5, с. 1—30.
9. Тынников А. П. Влияние экспозиции и некоторых компонентов растительного покрова на температурный режим почвы у северной границы тайги.— «Почвоведение», 1962, № 7, с. 82—86.
10. Тынников А. П. Влияние растительности на температуру почв в области многолетнемерзлых грунтов.— «Вестн. МГУ, Сер. биол. и почвовед.», 1966, № 5, с. 85—90.

- Тюлина Л. Лесная растительность Хатанганского района у ее северного предела.— «Труды Арктического ин-та. Геоботаника», 1937, № 63, с. 83—180.
- Шульгин А. М. Температурный режим почвы. Л., Гидрометеиздат, 1957, 242 с.
- Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. Л., Гидрометеиздат, 1967, 299 с.
- Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. Л., Гидрометеиздат, 1972, 341 с.

СЕЗОННОЕ ОТТАИВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ В БАССЕЙНАХ Р. ПЯСИНЫ И Р. ХАТАНГИ (ТАЙМЫР)

Сезонное оттаивание грунта зависит от широкого комплекса определяющих его параметров — составляющих теплового баланса, теплофизических параметров грунта и теплоизолирующих свойств растительной подстилки, от характера мезо- и микрорельефа и т. д.

Информация об изменчивости сезонного оттаивания в условиях Таймырского полуострова ограничена [3, 10, 16]. Характеристики растительности и почв районов исследований дана в работах [3, 4—9, 11—16].

Измерения глубины оттаивания грунтов были выполнены в период экспедиционных исследований в бассейне рек Пясины и Хатанги на биологических стационарах БИН АН СССР в 1966—1972 гг. авторами.

Сопоставление данных о ходе оттаивания с суммами температуры (рис. 1) позволяет оценить изменчивость сезонного оттаивания во времени, а также выяснить изменчивость глубины слоя сезонного оттаивания в зависимости от нанорельефа с учетом пространственной неоднородности растительного покрова.

Существует нелинейная зависимость (рис. 1) между глубиной оттаивания и суммами температуры воздуха, накапливающимися на дату измерения глубины оттаивания.

На наш взгляд, нелинейность зависимости связана с различиями градиентов температуры в почве в первой и во второй половине периода оттаивания грунта. В самом деле, в начале периода скорость оттаивания примерно в 2—3 раза больше, чем во второй (изменение наклона левой и правой частей кривых на рис. 1). В конце периода оттаивания скорость его уменьшается еще больше и кривые выходят на плато; одинаковым изменениям сумм температур во второй половине периода оттаивания соответствуют пологие части кривых на рис. 1.

Естественным объяснением этого факта, по-видимому, может служить то обстоятельство, что в начале периода оттаивания градиенты в поверхностном слое почвы велики и становятся весьма

алыми во второй половине периода оттаивания. Теплофизические параметры в условиях многолетнемерзлых пород, как показывает анализ материалов съемок теплофизических характеристик, выполненных в бассейне р. Хатанги в 1972 г., изменяются весьма сильно в пространстве в зависимости от типа механического состава почвы, ее увлажнения, элементов нано- и микрорельефа, растительности и т. д. Причем их изменения обнаруживаются от точки к точ-

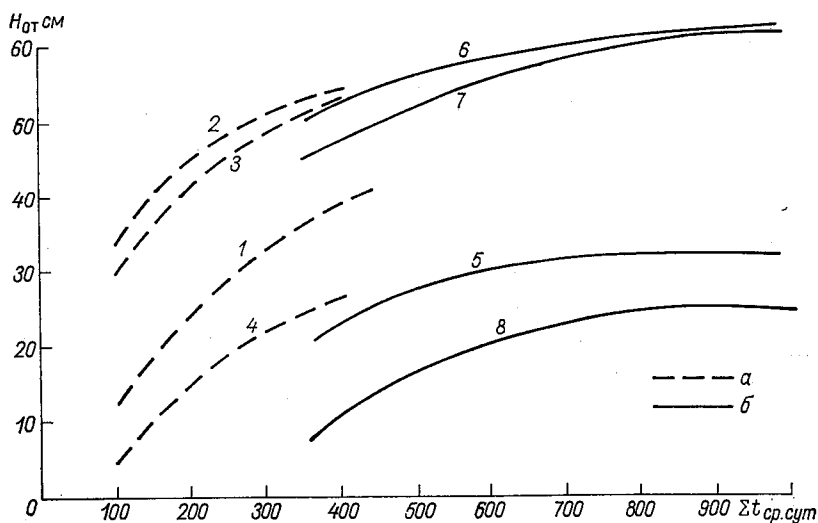


Рис. 1. Соотношение глубины сезонного оттаивания $H_{от}$ см и суммы среднесуточных температур нарастающим итогом $\Sigma t_{ср.сут}$ по данным наблюдений в пятнистой тундре бассейна р. Пясины в июле — августе 1966 г. (а) и в бассейне р. Хатанги (Ары-Мас) в июле — августе 1971 г. (б).

1 — полигональное болото, 2 — пятно, 3 — бровка, 4 — трещина в пятнистой тундре, 5 — под куртинами лиственницы, 6 — пятно, 7 — бровка, 8 — трещины под куртинами лиственницы.

е как по горизонтали, так и по вертикали. Другой характерной особенностью теплофизических параметров слоя сезонного оттаивания является их относительно большая устойчивость во времени. Другими словами, изменения теплофизических параметров во времени во много раз меньше, чем в пространстве, с одной стороны. С другой, — изменчивость теплофизических параметров во времени рассматриваемых условиях во много раз меньше, чем в других районах, для которых получены аналогичные данные. По-видимому, основной причиной этого является: 1) устойчивость во времени переувлажненного состояния талого грунта, 2) относительно малое (по сравнению с другими районами) испарение, способствующее сохранению этой устойчивости.

Таким образом, основной причиной временной изменчивости скорости сезонного оттаивания можно считать последовательное уменьшение градиентов температуры в слое протаивания. Возмож-

но, что некоторое значение имеет и тот факт, что в начале периода оттаивания, как правило, поступление солнечной энергии больше, чем в другой его половине, когда уменьшается продолжительность полярного дня и увеличивается повторяемость адвективной погоды с развитой облачностью нижнего и среднего ярусов.

Детальный анализ изменений скорости оттаивания в зависимости от характера радиационного режима, меняющегося от суток к суткам, показывает, что в периоды с радиационным типом погоды скорость оттаивания больше, чем в период с адвективной погодой и малым поступлением солнечной радиации. Так, при адвективном типе погоды с выпадающими осадками обложного типа ослабляется интенсивность прогрева почвы и уменьшается интенсивность оттаивания. Это связано с увеличением затрат тепла на испарение осадков и влаги, пропитывающей теплоизолирующий слой растительной подстилки, которая в условиях тундры и лесотундры обладает весьма большой влагоемкостью.

Наибольшая скорость оттаивания в первой половине вегетационного сезона равна примерно 2 см в день. Скорости оттаивания достаточно устойчивы в пространстве и мало зависят от характера панорельефа и растительности. Изменение во времени скорости оттаивания также весьма устойчиво в пространстве, что прослеживается как по данным наблюдений в бассейне р. Пясины, так и в бассейне р. Хатанги (рис. 1). Это проявляется в том, что изменения наклона кривых, характеризующих изменения темпов оттаивания во времени, синхронны на разных типах растительности и элементов нанорельефа, таких, как пятна, бровки, трещины, в условиях тундры бассейна р. Пясины и аналогичных элементов в бассейне р. Хатанги (рис. 1).

Вклад растительных ассоциаций также прослеживается по данным сравнительного анализа интенсивностей оттаивания и показателя теплообеспеченности в рассматриваемых районах (рис. 1).

Различия в абсолютных величинах слоя сезонного оттаивания при заданном уровне теплообеспеченности весьма велики. Так, наибольшая глубина оттаивания характерна для участков пятнистой тундры, причем различия в глубине оттаивания на этих участках достигают примерно 30 см в середине июля и в середине августа (левая и правая части кривых 2, 3, 4 на рис. 1). Таким образом контрасты в величинах оттаивания, связанные с характером нанорельефа, сохраняются на протяжении почти всего периода вегетации растительности. Однако количественные соотношения между глубинами оттаивания на элементах нанорельефа пятнистой тундры меняются очень значительно. Так, если в середине июля глубина оттаивания на пятнах и бровках примерно в шесть раз больше, чем в трещинах, то в середине августа глубина оттаивания в трещинах примерно в два раза меньше, чем на пятнах и бровках пятнистой тундры. (Соответственно в трещинах и на пятнах 6 и 36 см в июле; 25 и 50 см в августе.)

При одинаковой по сравнению с другими участками интенсивности оттаивания на полигональных болотах, характерных для

айона бассейна р. Пясины, слой оттаивания на полигональных ологах в середине июля примерно в 2—3 раза меньше, чем на ровках и в середине обнаженных участков пятнистой тундры; конце периода оттаивания эти различия уменьшаются и слой сезонного оттаивания на полигональных болотах примерно в 1,5 раза меньше, чем на пятнах пятнистой тундры и примерно в 1,5 раза больше, чем в трещинах.

Представляет интерес выяснение причин большой пространственной изменчивости сезонного оттаивания в зависимости от элементов нанорельефа. Другими словами, важно выяснение причины того, что в условиях пятнистой полигональной тундры изменчивость «от кочки к кочке больше, чем от точки к точке». В частности, почему различия между кривой 4, с одной стороны, и кривыми 2 и 3 на рис. 1 больше, чем между кривыми 1 и 2 и 3, или, с другой стороны, между кривыми 1 и 4.

Для ответа на поставленный вопрос необходимо выяснить детальную картину изменений теплофизических параметров деятельного слоя почвы как по вертикали, так и по горизонтали в пределах одного элемента в различных типах нанорельефа.

Определение теплофизических свойств почв должно сопровождаться детальным анализом изменений градиентов температуры почвы в трехмерном пространстве, а также изменений влажности почвы, тесно связанных с ее теплофизическими параметрами. Такие материалы были получены в период экспедиционных работ в бассейне р. Хатанги в 1972 г. Их подробному анализу будет посвящена отдельная работа, однако уже сейчас можно отметить, что такой подход позволяет объяснить важный, но не единственный механизм, определяющий описанные выше явления.

Обычно при проведении летних полевых исследований не учитывается различное выхолаживание подстилающей поверхности в холодное время года в зависимости от пространственной неоднородности снегоаккумуляции и теплоизолирующих свойств растительного покрова и теплофизических параметров грунта. С различиями снегоаккумуляции связаны контрасты в интенсивности выхолаживания грунта на протяжении холодного времени года. Причем наибольший вклад дают различия, связанные с неравномерностью снегоаккумуляции в начале холодного периода.

Другой важный период — начало таяния весной. В начале периода выхолаживания трещины перекрываются тонким слоем снежного покрова, тогда как на пятнах снег укладывается более равномерно и высота его в два-три раза больше, чем на других элементах нанорельефа. Этот вывод получен на основании экспедиционных наблюдений авторов, выполненных в сентябре 1972 г. в бассейне р. Хатанги. Весной, когда начинается таяние, высота снежного покрова больше в трещинах, так как за период длительной зимы снег плотно забивает все микропонижения, какими и являются отрицательные формы нанорельефа — трещины, западины, подветренные склоны и т. д. Весной, в начале лета интенсивная солнечная радиация способствует образованию ледяных корок на пятнах. Под

ледяными корками возможно проявление так называемого оранжевого эффекта, приводящего к тому, что при отрицательных температурах воздуха под ледяными корками начинается прогревание грунта, тогда как в микропонижениях этот процесс задерживается на 2—3 недели, а иногда и больше.

Таким образом, на участках пятнистой тундры в холодное время года различен характер выхолаживания — пятна выхолаживаются значительно слабее, чем расположенные с ними рядом трещины. В период начала оттаивания и прогревания активного слоя почвы пятна начинают прогреваться раньше и интенсивнее, чем трещины.

Другой причиной обнаруженных различий может быть пространственная неравномерность теплофизических свойств почв, определяющих потоки тепла в почву и их аккумуляцию. Выполненные исследования показали, что теплопроводность в центре пятна примерно в 4—5 раз больше, чем в трещине, и примерно в 2 раза больше, чем на болотных почвах.

Даже при одинаковом поглощении солнечной радиации, чего не наблюдается в действительности, потоки тепла в почву на различных элементах нанорельефа должны отличаться, причем наибольший поток тепла в почву поступает в центре пятен полигональной и пятнистой тундры. Развитие моховой подстилки в трещинах еще больше уменьшает теплопроводность, что приводит к тому, что меньший поток радиации, поступающий в трещины при низком стоянии Солнца, типичном для высоких широт, поглощается и задерживается в этом слое, уменьшая и без того малое поступление тепла на оттаивание трещин.

Слабое прогревание трещин и микропонижений, обусловленное выше рассмотренными причинами, приводит к созданию условий максимального благоприятствия для развития мхов и лишайников. Их интенсивный рост и развитие, в свою очередь, приводят к сохранению «запаса холода» и к уменьшению теплооборотов в активном слое почвы, к уменьшению оттаивания и к ряду биологических эффектов, связанных с этим.

Все это определяет большие горизонтальные контрасты термического режима основных ландшафтов тундры и лесотундры. Так в горизонтальной плоскости между элементами нанорельефа на одной и той же глубине характерны градиенты температуры в почве, во много раз превышающие аналогичные в условиях других растительных зон. Более того, можно отметить, что в рассматриваемых условиях горизонтальные градиенты температуры соизмеримы а иногда и превосходят градиенты по вертикали.

Столь большая пространственная неравномерность оттаивания в горизонтальной плоскости в нескольких метрах, а иногда и сантиметрах оказывает существенное влияние на характер перераспределения микроэлементов в активном слое почвы. Как известно, их перераспределение и миграция тесным образом связаны с различием градиентов температуры и связанной с ними влажности почвы, миграции водяных паров, гумусных кислот по горизонтали,

то и отмечается в исследованиях соответствующего профиля [8].

Представляет интерес выяснение вопроса об устойчивости во времени соотношений, представленных на рис. 1, из года в год. Имеющиеся материалы указывают, что эти соотношения могут весьма сильно изменяться, что связано с выше отмеченными механизмами зимнего выхолаживания — весеннего прогревания, разного в отдельные годы и сезоны, а также с возможной изменчивостью соотношений теплового баланса из года в год.

В бассейне р. Новой проводились измерения глубин сезонного оттаивания почвы в тундре и на типичных местообитаниях лиственницы даурской на самом северном на Земле лесном острове Кры-Мас в период вегетации 1970, 1971 и 1972 гг.

Возникла необходимость установить, является ли глубина сезонного оттаивания на отдельных элементах нанорельефа ограничивающей распространение лиственницы в современных условиях на участки тундры.

Результаты трехлетних наблюдений за глубиной сезонного оттаивания в типичных растительных группировках являются темой специальной разработки, и потому мы ограничимся лишь анализом данных только по переходной части от леса к тундре, т. е. по погосе, где прямостоячая форма лиственницы даурской уступает место куртинной стелющейся форме.

Как следует из рис. 1 б, темпы сезонного оттаивания на всех элементах нанорельефа хорошо согласуются за весь период наблюдений. Любопытным является факт почти полного совпадения глубины оттаивания в центре пятна и на бровке, хотя их цветовая гамма сильно отличается.

Самыми малыми глубинами оттаивания характеризуются трещины (8), которые позже других освобождаются от снега, а кроме того, для них характерно скопление органических остатков (вегоши) и произрастание мхов и лишайников. Кроме того, на участках с развитыми кустарниками это наиболее затененные элементы нанорельефа, куда при низком стоянии Солнца почти не попадает прямая солнечная радиация. Максимальное оттаивание здесь достигает 25 см.

Под куртинами лиственницы даурской (5) глубина оттаивания почвы к концу сезона вегетации мало отличается от глубины оттаивания в трещине, что связано с общностью факторов, обуславливающих оттаивание — позднее сходит снег и существенно экранирование пологом почвы от прямой солнечной радиации, изымающее существенную часть ее. Максимальное оттаивание почвы приближается к 32 см, что почти в 2 раза меньше, чем оттаивание на открытых участках тундры.

Такое соотношение глубин сезонного оттаивания почв на различных элементах нанорельефа и под куртинами дает возможность судить о роли растительного экрана в перехвате солнечного тепла, направленного к Земле. Устойчивое существование лесной растительности при таком малом оттаивании почвы указывает на то, что

лиственница даурская на северном пределе своего ареала может расти на участках с сезонным оттаиванием мерзлоты до 30—35 см. Кроме того, анализ распределения глубин сезонного оттаивания на открытых участках пятнистой тундры свидетельствует о том, что глубина сезонного оттаивания в тундре не является фактором, ограничивающим расширение ареала лиственницы на участки, еще не занятые. Более того, анализ возрастной структуры лиственничников на Ары-Масе в полосе перехода от леса к тундре дает все основания считать, что ареал лиственницы даурской расширяется; об этом свидетельствуют куртины, обнаруженные на участках в бассейне р. Захарова Россоха, в районе оз. Кокорин

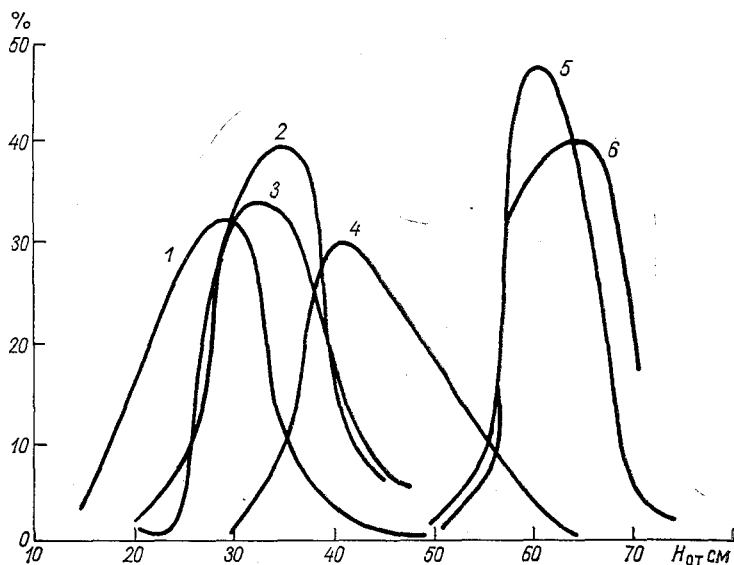


Рис. 2. Распределение повторяемости (% от общего количества замеров под каждым элементом нанорельефа и растительности) глубин сезонного оттаивания почв в пятнистой тундре и в лиственничном редколесье лесного острова Ары-Мас (72°30' с. ш.).

1 — в понижениях вне влияния крон, 2 — трещина, 3 — под деревьями в зоне влияния крон, 4 — вне растительного полога, 5 — бровка, 6 — пятно.

(72°50' с. ш.), а также на территории почти 20-километрового разрыва между лесным островом и северной границей леса.

На основании статистической обработки данных массовых измерений глубины сезонного оттаивания в районе Ары-Маса и прилегающих территорий (несколько тысяч единичных определений) пятнистой тундры построены (рис. 2) гистограммы распределения в зависимости от элементов нанорельефа (трещины, пятна бровки) и растительности (в понижениях, под деревьями и вне полога растительности). Глубина сезонного оттаивания на бров

ах 5 и пятнах 6 в пятнистой тундре (рис. 2) почти в 2 раза превышает оттаивание на всех элементах нанорельефа в редколесьях и понижениях — 1, под деревьями — 3 и вне полога деревьев подроста — 4). Только глубина сезонного протаивания в трещинах 2 в тундре почти полностью совпадает с положением границы ноголетней мерзлоты в конце периода оттаивания под пологом деревьев 3. Однако площадь, занимаемая трещинами, в десятки раз меньше площади, занятой пятнами и бровками, а также площади проекции крон в типичных редколесьях Ары-Мыса, и не является значительным ограничением в заселении тундры лиственницей. Только значительные различия в глубине сезонного оттаивания в тундре и редколесьях связаны, как показали материалы зимних стереометрических съемок одного из авторов в апреле 1973 г., с различиями в мощности снежного покрова, а также с перехватом лучистой энергии кронами деревьев и моховым покровом. Из анализа данных, представленных на рис. 2, можно сделать вывод, что мнение об ограничивающем влиянии глубины сезонного оттаивания в тундре для расселения лиственницы требует пересмотра; так, например, мощность активного слоя оттаивания в пятнистой тундре примерно в 2 раза превосходит последнюю в лиственничных редколесьях.

Ход кривых распределения (рис. 2) повторяемости глубин сезонного оттаивания полностью подтверждает тезис об устойчивости микроклиматических различий оттаивания на пятне, бровке и в трещине, а кроме того дает представление о возможных вариациях глубин оттаивания за сезон в пределах каждого элемента.

Выводы

Мощность слоя сезонного оттаивания грунтов характеризуется необычайной мозаичностью в зависимости от характеристик нанорельефа, теплофизических параметров грунтов и т. п.

Анализ темпов сезонного оттаивания грунтов обнаружил нелинейную связь его с суммами температур в период вегетации.

Глубина сезонного оттаивания в пятнистой тундре превышает глубину оттаивания почв в лиственничных редколесьях на северном пределе ареала лиственницы даурской в лесном острове Ары-Мыс. Этот факт дает основание считать, что мерзлота не является фактором, ограничивающим расширение ареала лиственницы даурской. Вместе с тем, многие явления, как-то: распределение снежного покрова, изменчивость темпов сезонного оттаивания от года к году и в зависимости от характера растительности в полосе перехода от леса к тундре, остаются еще мало изученными. Тем самым, понимание многих природных явлений на границах ареалов затруднено. Поэтому необходима организация круглогодичных комплексных наблюдений на биологических стационарах Академии наук СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н. Влияние мелиоративных воздействий на теплофизические свойства и тепловой режим почвы.— «Труды ГГО», 1972, вып. 28, с. 83—91.
2. Александрова В. Д. Опыт анализа структуры растительного покрова границе фитоценозов пятнистой и бугорковой тундры в Западном Таймыре.— В кн.: Биogeоценозы Таймырской тундры и их продуктивность, Л., 1970, с. 48—56.
3. Богатырев Л. Г. Уровень многолетней мерзлоты в различных типах тундр Западного Таймыра.— В кн.: Почвы мерзлотной области. Якутск, 1969, с. 41—42.
4. Городков Б. Н. Вечная мерзлота и растительность.— В кн.: Вечная мерзлота.— «Материалы комиссии по естественным производит. силам», 1932, вып. 80, с. 106.
5. Городков Б. Н. Вечная мерзлота в Северном крае.— «Труды Совета по изучению производит. сил, Сер. северная», 1932, № 1, с. 108.
6. Городков Б. Н. Почвы Педанской тундры.— «Труды Полярной комиссии АН СССР», 1932, вып. 7, с. 78.
7. Говорухин В. С. Пятнистые тундры и гликативные почвы Севера (к 50-летию теории пятнистых тундр В. Н. Сукачева).— «Землеведение», 1966, № 5(45), с. 123—144.
8. Игнатенко И. В. Почвы основных типов тундровых биogeоценозов Западного Таймыра (на примере стационара Ботанического института АН СССР).— В кн.: Биogeоценозы Таймырской тундры и их продуктивность, Л., 1971, с. 57—107.
9. Майоров А. Т. Почвы бассейна р. Анадырь.— В кн.: Почвенно-агрономические исследования на Крайнем Севере. М., 1937, с. 132—156.
10. Матвеева Н. В. Динамика оттаивания мерзлоты в тундрах Западного Таймыра.— В кн.: Биogeоценозы Таймырской тундры и их продуктивность, Л., 1971, с. 45—56.
11. Растительность и почвы лесного массива Ары-Мас (Таймыр).— «Бот. журн.», т. 56, № 9, 1971, с. 1272—1283 (Норин Б. Н., Игнатенко И. В., Кнорре А. В., Ловелиус Н. В.).
12. Сукачев В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву.— «Изв. Академии наук. Сер. IV». 1911, вып. 5, № 1, с. 51—60.
13. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, М., 1937, с. 579.
14. Тихомиров Б. А. Динамические явления в растительности пятнистой тундры Арктики.— «Бот. журн.», 1957, вып. 42, № 11, с. 28—42.
15. Тихомиров Б. А. Основные проблемы и задачи биogeоценологического изучения тундры.— В кн.: Биogeоценозы Таймырской тундры и их продуктивность, Л., «Наука», 1971, с. 7—16.
16. Тыртиков А. П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов, М., 1969, 192 с.

ИЗМЕНЕНИЕ МИКРОКЛИМАТА И ФАКТОРОВ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ, ПОД ВЛИЯНИЕМ МЕЛИОРАЦИИ БОЛОТНЫХ МАССИВОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Подготовка перспективного плана комплексного освоения торфяных ресурсов, осуществляемая рядом проектных и научно-исследовательских институтов (Гипроторф, ИГАН, Институт водных проблем АН СССР и др.), предполагает всестороннее изучение изменений гидрометеорологических условий и природоохранных свойств избыточно увлажненных территорий, к которым приурочены торфяные месторождения СССР.

В связи с постановкой такой задачи, в данной работе на основании использования расчетных методов, материалов Справочника по климату СССР, а также литературных данных делается попытка в первом приближении оценить возможные изменения гидрометеорологического режима под влиянием осушения и комплексного использования торфяных ресурсов.

Уравнения теплового и водного баланса запишем в виде

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

$$Y = r - E, \quad (2)$$

где R — радиационный баланс, LE — затраты тепла на испарение, E , P — турбулентный теплообмен, B — поток тепла в почву, — сток, r — осадки.

Из (2), если обе части его разделить на r , получаем уравнение водного баланса в виде

$$\eta = \frac{Y}{r} = 1 - \frac{E}{r}, \quad (3)$$

где $\eta = \frac{Y}{r}$ — коэффициент стока, $\frac{E}{r}$ — показатель, характеризующий долю испарения по отношению к количеству выпадающих осадков. При этом уравнение (1) может быть преобразовано к виду

$$R = L(r - Y) + P + B, \quad (4)$$

где $(r - Y)$ характеризует дефицит, если $r < Y$, или избыток, если $r > Y$, осадков по отношению к стоку.

Существуют способы измерения или расчета каждой из составляющих уравнений (1—4). Рассмотрение их не входит в задачу работы. Попытаемся оценить степень и характер изменения компонентов уравнений (1)—(4) под влиянием осушения, имея в виду связанность с комплексом метеорологических параметров, определяющих своеобразие

микроклиматических условий до осушения и после него.

В литературе [4, 11, 12] нет единого и окончательного ответа об изменении стока Y под влиянием осушения, несмотря на то что этот вопрос имеет долгую историю и стоит перед Авторами [4, 11, 12] единично. Вывод, что под влиянием осушения происходит значительное перераспределение стока во времени, однако на вопрос о знаке его изменения — увеличение или уменьшение — отвечают по-разному в зависимости от использованных первичных материалов и расчетных методов, также от конкретных физико-географических условий.

Естественно допустить, что осадки r не изменятся под влиянием осушения. Этот вывод следует из работы по изучению влагооборота

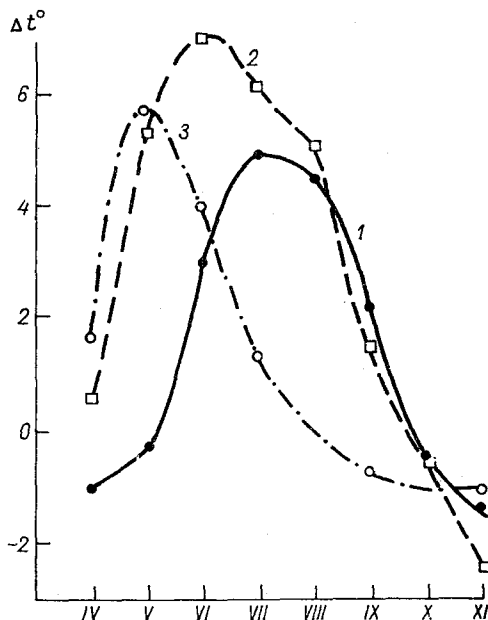


Рис. 1. Разность Δt° средней месячной температуры пахотного слоя осушенных и неосушенных торфяников (1), легких минеральных почв и неосушенных торфяников (2), легких минеральных почв и осушенных торфяников (3). Центр ЕТС.

(О. А. Дроздов и др.), а также из многочисленных исследований изменений гидрометеорологического режима под влиянием искусственного увлажнения территории (водохранилища, орошения и т. д.).

Таким образом, в уравнениях (1)—(4) следует в первую очередь изучить изменения радиационного баланса R , затрат тепла на испарение LE и турбулентного теплообмена P , а также поток тепла в почву B . Но прежде, чем перейти к рассмотрению этого вопроса, оценим возможные изменения микроклиматических условий под влиянием осушения избыточно увлажненных и заторфованных территорий на основании анализа данных Справочника по климату СССР и материалов экспедиционных наблюдений [1, 5, 6, 8, 9].

Осушение торфяников приводит, с одной стороны, к повышению температуры пахотного слоя в период вегетации примерно на 5° по сравнению с неосушенными торфяными массивами (рис. 1), другой стороны, — к повышению морозоопасности. Сумма температур пахотного слоя почвы под влиянием осушения возрастает (табл. 1) примерно на 700—800°. По показателям теплообеспеченности осушенные торфяные почвы становятся близкими к тяжелым минеральным почвам, однако остаются на 300—400° холоднее легких супесчаных почв. Неосушенные торфяные почвы обеспечены

Таблица 1

Суммы температур пахотного слоя почвы за период с температурой воздуха выше 10° С (Калининская обл.)

Тип почвы	Станция	Сумма температур	Различие в датах перехода температуры почвы в пахотном слое (дни) через	
			5°	10°
Неосушенный торфяник	Оршинская дача	1100	—	10*
Осушенный торфяник	Яхрома	1800	19**	22**
Супесь	Максатиха	2200	15***	22***

* Осушенная — неосушенная болотно-торфяная почва.

** Супесчаная — осушенная торфяная почва.

*** Супесь — неосушенная торфяная почва.

плот примерно в 2 раза слабее, чем легкие супесчаные почвы ходольных территорий.

Осушение торфяных почв приводит к увеличению суточной амплитуды температуры поверхности почвы в период интенсивного развития растительности. Это связано с уменьшением температуропроводности под влиянием осушения приповерхностного слоя осушенной торфяной почвы. Последующее окультуривание торфяников способствует ослаблению этих эффектов вследствие увеличения ютности почвы, а также изменения ее структуры — со временем почва становится более минерализованной. Этот процесс может быть усилен искусственным внесением песка (пескованием) и минеральных солей в почву, однако этот прием пока не получил широкого применения ввиду его относительной трудоемкости и дороговизны. Перегрев поверхностного слоя почвы в дневное время и выхолаживание в ночное — фактор, который может быть неблагоприятным для течения микробиологических процессов и развития культурной растительности. В качестве одной из мер уменьшения дискомфортных условий на торфяных почвах предлагается дождевание, создание препятствий на пути стока холодного воздуха к по-

нижениям в рельефе, к которым обычно приурочены болотные массивы, увеличение снегоаккумуляции в зимнее время, двустороннее регулирование водного режима, пескование и улучшение структуры почвы [3, 5, 6, 8, 11—14].

Несмотря на то что для поверхности торфяных почв характерны наибольшие амплитуды температуры, уже с глубины 5 см они уменьшаются и становятся в два раза меньшими, чем у минеральных почв, а на глубине 10 и 15 см в 3 и 4—5 раз меньше соответственно чем у минеральных почв (рис. 2). Изменение амплитуды температуры почвы с глубиной описывается выражением

$$A_t = -a \lg z + b, \quad (1)$$

где A_t — амплитуда температуры почвы на глубине z , a , b — константы, разные для каждого типа почв.

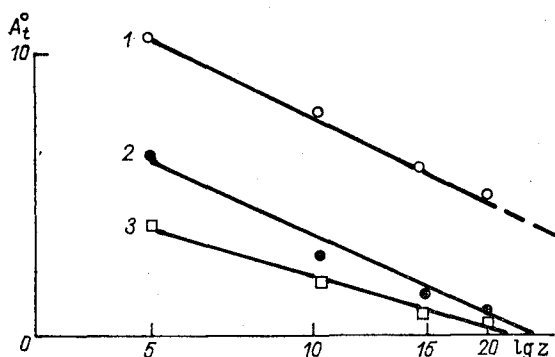


Рис. 2. Изменение амплитуды температуры почвы A_t° с глубиной z . Св. слой 5—20 см.

1 — минеральные почвы; 2 — осушенные торфяники с тимофеевкой; 3 — осушенные торфяники с естественным травостоем.

Уменьшение амплитуды температуры почвы с глубиной свидетельствует о том, что в осушенных торфяных почвах более значительно, чем у минеральных почв, уменьшается с глубиной теплоаккумуляция, поскольку амплитуда температуры почвы является мерой интенсивности теплоаккумуляции. Малая теплоаккумуляция и слабая тепло- и температуропроводность определяют при прочих равных условиях повышенную

морозоопасность торфяников [1, 11, 12, 14, 15]. Другая ее причина обусловлена микроадвекцией тяжелого охлажденного воздуха в понижения и впадины, к которым приурочены торфяные массивы.

Таким образом, для уменьшения морозоопасности осушенных торфяников необходимо ослаблять основные механизмы повышенной морозоопасности — увеличивать теплофизические параметры почвы, ослаблять возможность микроадвекции холодного воздуха или усиливать аэрацию для уменьшения ночного выхолаживания.

Влияние окультуривания и минерализации торфяных почв на изменение их морозоопасности можно оценить по данным И. А. Гольцберг [6], согласно которым длительность безморозного периода на высоте 2 см на слабоосушенных, необработанных торфяных почвах меньше примерно на 1,5—2 недели, чем на минеральных почвах, а различия на торфяных почвах и на лугах достигают

4 недель. Минерализация и окультуривание уменьшают их доной недели, т. е. приближают к различиям в длительности безрозного периода на участках минерального грунта. Еще болеетики контрасты на поверхности почвы, где заморозки весной преащаются примерно на 3—4 недели позже, чем в будке, а осеньючинаются на столько же недель раньше.

В дневные часы радиационный баланс на осушенных болотах развитым травостоем на 10—12% больше, чем на суходолах, чтозано с уменьшением эффективного излучения за счет ослаблея собственного излучения подстилающей поверхности [3, 7].

Основной расходной частью уравнения теплового баланса осуенных болотных массивов являются затраты тепла на турбулентий влагообмен и транспирацию растительностью [3, 11, 12]. Прирошо развитом, интенсивно испаряющем травостое затраты тепна испарение LE составляют до 80% радиационного баланса R ,еньшаясь до 50% R после покоса. На суходольных участках зататы тепла на испарение составляют примерно 35—40% в сухиеи и до 60% радиационного баланса R в дни после прохожденияадков.

Как показано в работе В. В. Романова [11, 12], в уравнениилового баланса, рассматриваемом применительно к подстилаюим поверхностям типа осушенных и неосушенных болот [11, 12],ханизм испарения и транспирации является ведущим по отношею к другим механизмам — турбулентного теплообмена и теплооводности почвы. Именно с этим связана зависимость величинрбулентного потока тепла P от изменений затрат тепла на испание LE ; причем P составляет примерно 10—25% радиационноголанса в период с развитым травостоем на осушенных болотах. Поток тепла в почву B составляет примерно 10—20% радианного баланса R .

Из анализа материалов экспедиционных наблюдений ГГО [3]ожно сделать интересный вывод о том, что в период с хорошозвитой растительностью каких-либо существенных различийрасходных компонентах уравнения теплового баланса на сухолах и на торфяных полях с естественной растительностью ненаруживается. Наибольшие различия имеют место на торфяныхлях с мощно развитой культурной растительностью, напримертимофеевкой, и на суходолах. Здесь обнаруживается ослаблениетока тепла в почву на полях с тимофеевкой по сравнению с сухольными участками. Это связано с уменьшением градиентов темратуры в торфяных почвах с хорошо развитым культурным траостоем, что и обуславливает уменьшение потока тепла в почвуимерно в 1,5 раза по сравнению с потоком тепла на суходольныхастках и осушенных полях с естественным травостоем (табл. 2).от эффект прослеживается на всех стадиях развития растителього покрова до и после покоса, после вторичного отрастания траи и даже после интенсивных дождей. Существенно, что если оцеивать пространственную изменчивость составляющих тепловоголанса (табл. 2), то до покоса наибольшей изменчивостью отли-

Таблица 2

Радиационный баланс (кал/см² · сутки)
и соотношения составляющих теплового
баланса в разные периоды развития
растительности на суходолах (1),
на осушенных полях с тимофеевкой (2)
и на осушенных полях с естественным
травостоем (3)

Составляющие теплового баланса	1	2	3
До покоса			
<i>R</i>	414	461	463
<i>LE</i>	0,62	0,79	0,64
<i>P</i>	0,22	0,11	0,20
<i>B</i>	0,16	0,10	0,16
После покоса			
<i>R</i>	385	400	383
<i>LE</i>	0,50	0,47	0,53
<i>P</i>	0,35	0,41	0,30
<i>B</i>	0,15	0,12	0,17
После вторичного отрастания			
<i>R</i>	399	411	409
<i>LE</i>	0,37	0,48	0,46
<i>P</i>	0,49	0,41	0,40
<i>B</i>	0,14	0,11	0,14
После интенсивного дождя			
.	393	396	397
<i>LE</i>	0,57	0,62	0,48
<i>P</i>	0,24	0,26	0,32
<i>B</i>	0,19	0,12	0,20

Примечание. *LE*, *P*, *B* даны в долях единицы по отношению к *R*.

чается турбулентный поток тепла *P*, а потом уже поток тепла в почву *B*, который изменяется в 1,5 раза в зависимости от характера подстилающей поверхности. После покоса и далее наибольшей изменчивостью отличается поток тепла в почву *B*.

Для того чтобы оценить возможные изменения составляющих уравнений водного и теплового баланса (1)—(4) необходима оценка соотношений важнейшего из расходных компонентов уравнения теплового баланса — испарения, с составляющими водного бала

1. Для этого воспользуемся методикой и данными расчетов, выделенных в работах В. В. Романова [11, 12].

В последние годы Л. И. Зубенок на основании комплексного этода М. И. Будыко уточнила величины испарения для территории СССР. Воспользуемся любезно предоставленными Л. И. Зубенко уточненными данными о LE . На основании этих данных можно

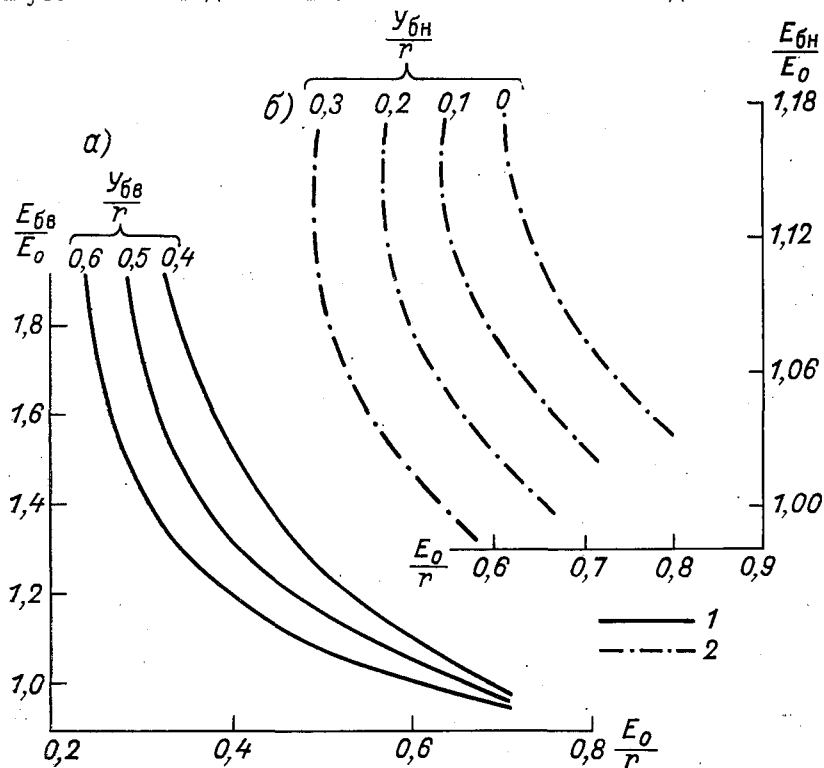


Рис. 3. Соотношение $\frac{E_{6в}}{E_0}$, $\frac{E_{6н}}{E_0}$ испарения с верховых $E_{6в}$ (а) и низинных $E_{6н}$ (б) болот и испарения с незаболоченных территорий E_0 в зависимости от характера увлажненности территории $\frac{E_0}{r}$ и коэффициента стока заболоченных верховых массивов $\eta_{6в} = \frac{Y_{6в}}{r}$ и низинных $\eta_{6н} = \frac{Y_{6н}}{r}$ болот на ЕТС.

1 — верховые, 2 — низинные болота.

остроить номограммы, дающие представление о соотношениях испарения на различных типах болот в зависимости от характера увлажнения территории и стока болот (рис. 3). В широком диапазоне коэффициента, характеризующего увлажнение $\frac{E}{r}$, испарение $E_{6в}$ с верховых болот, представляющих наибольший интерес как объект перспективного осушения для комплексного освоения торфяных ресурсов, а следовательно, и затраты тепла на испаре-

ние с верховых болот $LE_{\text{бв}}$ больше, чем испарение с незаболоченных территорий LE_0 (рис. 3). Зависимость имеет криволинейный характер и различна в зависимости от особенностей стока с заболоченных территорий: чем меньше коэффициент стока болот $\eta_{\text{б}} =$ тем больше при прочих равных условиях превышение испарения с заболоченной территории по сравнению с незаболоченной $\frac{E}{E_0}$. Таким образом, на рис. 3 представлено соотношение вида

$$\frac{E_{\text{бв}}}{E_0} = f(\eta_0, \eta_{\text{б}}) = f\left(\eta_0, \frac{E_0}{r}\right),$$

$\eta_0 = \frac{Y_0}{r}$ — коэффициент стока незаболоченных территорий, $\eta_{\text{б}} =$ коэффициент стока с верховых болот, E_0 — испарение с незаболоченных территорий, $\frac{E_0}{r}$ — климатический показатель сухости незаболоченных массивов, рассчитанный по данным об E_0 , представленным Л. И. Зубенком, и по Справочнику по климату СССР. Отметим, что η_0 , $\eta_{\text{б}}$, $E_{\text{бв}}$ получены на основании материалов, опубликованных В. В. Романовым [11, 12], а недостающие данные рассчитаны автором с использованием методики В. В. Романова [11, 12].

Из анализа соотношения (6) следует (рис. 3 а), что в районе избыточного увлажнения (при $\frac{E_0}{r} = 0,3 \div 0,4$) контрасты в испарении с заболоченных и незаболоченных территорий (криволинейная часть семейства изолиний равных коэффициентов стока на рис. 3 а) оцениваемые по $\frac{E_{\text{бв}}}{E_0}$, больше. Превышение испарения с болот в отношении к незаболоченным территориям в зоне расположения верховых олиготрофных болот имеет место в тех физико-географических районах, где испаряется менее 70% всех выпадающих осадков ($\frac{E_0}{r} \leq 0,7$), или, другими словами, в тех районах, где сток составляет более 30% всех выпадающих осадков ($\eta_0 \geq 0,3$).

Аналогичные соотношения получены для низинных болот (рис. 3 б). Испарение и с них больше, чем с незаболоченных территорий, однако контрасты здесь значительно слабее: испарение с низинных болот превышает испарение с незаболоченных территорий не более чем на 15%. Особенностью низинных болот является то, что они приурочены к районам, где затраты тепла на испарение LE_0 составляют от 55 до 100% от тепла, необходимого на испарение всех выпадающих осадков Lr , т. е. в диапазоне $\frac{E_0}{r}$ от 0,55 до 1. Также как и для верховых болот, для низинных болот характерна тем большая контрастность в затратах тепла на испарение, чем больше увлажнение территории. При одной и той же увлажненности незаболоченной территории $\frac{E_0}{r}$ контрасты в затратах тепла

а испарение LE_6 на заболоченных и LE_0 на незаболоченных территориях тем больше, чем меньше коэффициент стока η_6 с заболоченной территории. Так, например, если для верховых болот $\frac{E_0}{r}=0,3$, то $\frac{E_{6в}}{E_0}=1,4$ при коэффициенте стока $\eta_{6в}=0,6$ и $\frac{E_{6в}}{E_0}=71$, при коэффициенте стока $\eta_{6в}=0,5$. Аналогично, при $\frac{E_0}{r}=0,8$ превышение испарения с низинных болот по отношению к испарению незаболоченных территорий $\frac{E_{6н}}{E_0}=1,04$ при коэффициенте стока $\eta_{6н}=0,2$ и $\frac{E_{6н}}{E_0}=1,12$ при $\eta_{6н}=0,1$.

Построенные номограммы (рис. 3) позволяют в первом приближении оценивать изменения важнейших составляющих теплового, следовательно, и водного балансов в случае полного осушения

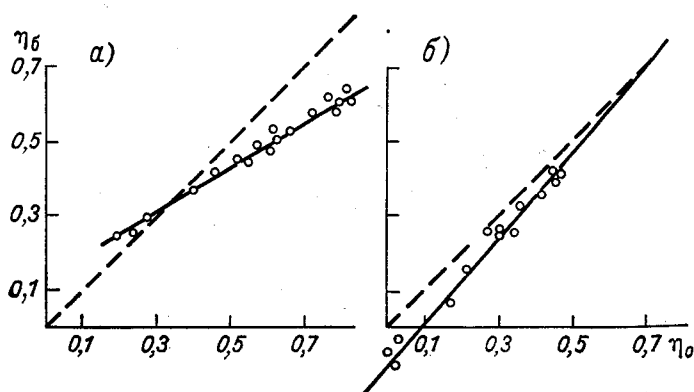


Рис. 4. Соотношение коэффициентов стока заболоченных $\eta_6 = \frac{Y_6}{r}$ и незаболоченных $\eta_0 = \frac{Y}{r}$ территорий на ЕТС.

а — верховые; б — низинные болота.

территории и превращения ее из заболоченной в незаболоченную при полной сработке всего запаса торфа, содержащегося в месторождениях. Из анализа рис. 3 следует, что наиболее значительных изменений в тепловом и водном режиме можно ожидать при комплексном использовании верховых болотных торфяников и гораздо меньших — при освоении и использовании низинных.

Значительное уменьшение испарения, а, следовательно, и затрат тепла на испарение LE при сведении на нет верховых болот будет способствовать значительному перераспределению составляющих теплового баланса. Уменьшение затрат тепла на испарение в зоне освоения верховых болот обусловит увеличение затрат на турбулентный теплообмен P и на прогревание почвы B при ее окультуривании и хозяйственном освоении.

Не вдаваясь в дискуссию об изменении стока под влиянием осушения, следует отметить, что по данным, представленным на

рис. 4, в области распространения как верховых, так и низинных болот сток Y_6 с заболоченных территорий уменьшен по сравнению со стоком с незаболоченных массивов Y_0 . Отличие заключается лишь в том, что у верховых болот сток уменьшен в районах, где испарение с незаболоченных территорий составляет от 60 до 30% выпадающих осадков r , т. е. почти на большей части зоны распространения верховых болот; у низинных болот сток с заболоченных территорий меньше, чем с незаболоченных, во всем возможном диапазоне.

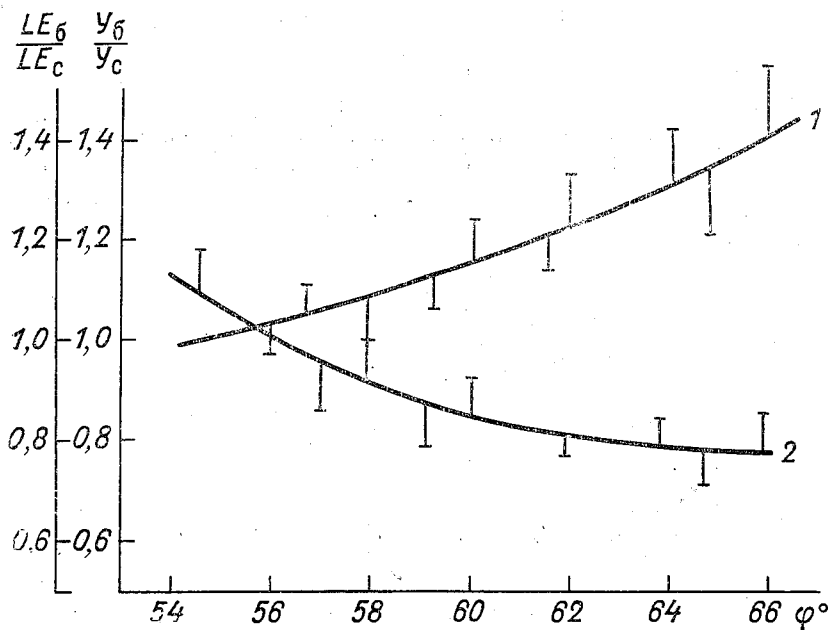


Рис. 5. Изменение отношений испарения и стока с верховых болот и суходолов на ЕТС в зависимости от широты φ .

1 — отношение испарения, 2 — отношение стока с верховых болот и с суходолов.

пазоне изменения коэффициента сухости $\frac{E_0}{r}$, равного от 0,5 до 0,8. Таким образом (рис. 4), осушение и уменьшение заболоченности территории (по крайней мере в первый период комплексного освоения) будет способствовать увеличению годового стока. Причем в зоне верховых болот это увеличение стока будет тем больше, чем более увлажнена территория — (правая часть прямой на рис. 4 а); в зоне расположения низинных болот увеличение стока под влиянием осушения будет тем значительнее, чем меньше увлажненность территории (левая часть прямой на рис. 4 б).

Для того чтобы хотя бы в первом приближении были ясны изменения составляющих теплового и водного балансов под влиянием комплексного освоения торфяных ресурсов, построен график

рис. 5), на основании осреднения имеющихся данных по широтным поясам от 54 до 68° с. ш. В этой зоне наиболее перспективны работы, связанные с осушением торфяных массивов. График дает представление об изменении затрат тепла на испарение с верховых болот $LE_{бв}$ по отношению к испарению на суходолах LE_0 в зависимости от широты φ (рис. 5), а также позволяет судить об изменении стока. Изменения в составляющих теплового баланса, а также связанного с ним водного баланса, тем значительнее, чем севернее находится район комплексного освоения торфяных месторождений. При этом, наименьшие изменения имеют место на юге зоны олиготрофных болот (54—56° с. ш.), наибольшие — на ее севере (в зоне севернее 62—64° с. ш.). Использование соотношений, представленных на рис. 5, позволяет в первом приближении оценивать изменения теплового и водного балансов, если известны районы выполнения осушительных работ и добычи торфа.

Таким образом, приведенные в работе соотношения (рис. 3—5) позволяют с климатических позиций оценивать контрасты, существующие в природе между районами развития торфяников разного происхождения и локализации, если известна информация об увлажненности территории и особенностях стока с заболоченных массивов. Использование этих соотношений в целях прогноза изменений условий среды под влиянием сведения на нет торфяников возможно лишь для некоего идеализированного гипотетического случая; т. е. если районы расположения торфяных массивов после выработки торфа через некоторый, пока неизвестный, интервал времени превратятся в аналогии незаболоченных территорий, для которых рассчитывалась исходная для построений (рис. 3—5) информация.

В действительности вопрос значительно сложнее. Под влиянием осушения территории срабатывает ряд довольно сложных механизмов, причем некоторые из них имеют противоположную направленность. Вследствие эмерджентности, характерной для сложных систем [10, 16], какой и является система осушаемого торфяного массива, возможно проявление процессов, несвойственных каждой из систем в отдельности. В данном случае имеет место взаимодействие трех подсистем, составляющих сложную, наиболее интересующую нас систему осушаемых торфяных массивов — атмосферные процессы, процессы биосферы и процессы гидросферы, изменяемые под влиянием действия техногенных факторов. В самом деле, с одной стороны, испарение должно уменьшаться под влиянием понижения уровня грунтовых вод [4, 11, 12]. В работах В. В. Романова [11, 12] разработаны методы определения изменений LE вследствие изменения уровня грунтовых вод. С другой стороны, происходит увеличение LE вследствие усиления интенсивности транспирации культурной растительностью при освоении и окультуривании торфяных массивов в результате сельскохозяйственного освоения территории. От того какой из этих процессов возьмет верх, зависит окончательный эффект изменения теплового и водного балансов.

Согласно данным А. Г. Булавко [4], в условиях Белорусского Полесья осушенные и окультуренные болотные массивы испаряют примерно на 15% меньше, чем неосушенные, что связывается с тем, что в условиях Белоруссии первый из рассмотренных механизмов — влияние уменьшения уровня грунтовых вод — берет верх над вторым механизмом. По его данным, осушенное обнаженное болото, типичное для периода вскрышных работ и начального периода освоения торфяных массивов, испаряет примерно на 300 мм меньше, чем неосушенный торфяной массив и примерно на 100—150 мм меньше, чем открытая водная поверхность.

Осушение болотного массива приводит к увеличению испарения на 50—70 мм по сравнению с водной поверхностью, но по А. Г. Булавко [4], оно по-прежнему остается меньшим, чем испарение с неосушенного болота, которое на 30—40% превышает испарение с водной поверхности.

Отметим, что данные, приводимые А. Г. Булавко, не следует распространять слишком далеко; кроме того, как отмечалось в работе [4, 12], они требуют уточнения и более тщательного анализа и увязки их с радиационным балансом R . Однако в качестве первого приближения они могут быть использованы при оценке изменений теплового и водного баланса применительно к условиям близким к Белоруссии.

Осушение и окультурирование болотных массивов при сельскохозяйственном освоении предполагает выравнивание поверхности массивов, сведение зарослей кустарников и мелких деревьев, что уменьшает шероховатость поверхности. Выше рассмотренные изменения термического режима и теплофизических параметров почвы, а также последовательное уменьшение влагосодержания торфяной почвы вызывают явления, ранее неизвестные: торфяные бури, приводящие к выдуванию плодородного окультуренного почвенного слоя, а также к усилению процессов эрозии.

В ряде работ показано, что осушение торфяных массивов для сельскохозяйственного использования (Эстония, Литва, Латвия, Белоруссия) должно предусматривать в условиях достаточного увлажнения двустороннее регулирование водного режима в годы и периоды внутри сезона вегетации с недостаточным увлажнением [1, 12].

В заключение следует отметить весьма большую сложность вопроса и необходимость проведения специальных исследований в следующих областях: 1) уменьшение морозоопасности осушаемых территорий, 2) уменьшение процессов дефляции, 3) определение оптимального режима увлажнения осушаемой территории с применением страховочного двустороннего регулирования, 4) определение наиболее благоприятного для сельскохозяйственных культур термического режима торфяных почв и приземного слоя воздуха, 5) выяснение вопроса о связи водного и термического режима, 6) изменение условий аэрации при осушении и в период культурного освоения территории.

Оценка действенных путей мелиорации термического режима торфяных почв для предотвращения заморозков, почвенных засух, усиления процессов дефляции и эрозии представляют наибольший интерес при текущем и перспективном планировании комплексного освоения торфяных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко В. Н. Влияние мелиоративных воздействий на теплофизические свойства и тепловой режим почвы.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 83—91.
- Атлас теплового баланса. Под ред. М. И. Будыко. М., 1963.
- Некоторые данные по тепловому балансу на осушенном болоте и суходоле.— «Труды ГГО», 1955, вып. 49(111), с. 17—22. (Архипова Е. П., Глебова М. А., Голубова Т. А., Романова А. Н.).
- Булавко А. Г. Влияние осушения болот на элементы водного баланса рек Белорусского Полесья. Л., Гидрометеиздат, 1961, с. 151.
- Архипова Е. П. Режим температуры почвы на осушенном болоте.— «Труды ГГО», 1955, вып. 49(111), с. 30—41.
- Гольцберг И. А. Заморозки на осушенных болотах.— «Труды ГГО», 1955, вып. 49(111), с. 57—67.
- Голубова Т. А. Радиационный баланс суходола и разных участков осушенного болота.— «Труды ГГО», 1955, вып. 49(111), с. 11—16.
- Гончарова В. И. и др. Некоторые вопросы гидрофизики болот.— «Труды ГГИ», 1957, вып. 60, с. 43—76.
- Лайхтман Д. Л., Огнева Т. А. Экспериментальные данные о влиянии орошения на изменение турбулентного обмена в нижнем слое воздуха.— «Труды ГГО», 1953, вып. 39(101), с. 164—178.
1. Преображенский В. С. Беседы о современной физической географии. М., «Наука», 167 с.
 2. Романов В. В. Гидрофизика болот. Л., Гидрометеиздат, 1961, 359 с.
 3. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1962, 228 с.
 4. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Л., Гидрометеиздат, 1950, 241 с.
 5. Чечкин С. А. Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Л., Гидрометеиздат, 1970, 205 с.
 6. Шебеко В. Ф. Тепловой режим торфяных почв.— В кн.: Труды конференции по мелиорации и освоению болотных и заболоченных почв. Минск, Изд. АН БССР, 1956, с. 127—163.
 7. Chorly, Kennedy B. A physical geography. A system approach. London, Inc., 1971, p. 360.

ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ В СВЯЗИ С НЕКОТОРЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ МИКРОКЛИМАТА

Микроклиматическая изменчивость метеорологических элементов в приземном слое воздуха определяется многообразием условий погоды и подстилающей поверхности. Частота проявления этой изменчивости в отдельных районах страны в разное время года и суточный ход определяется комплексным влиянием условий погоды, в первую очередь облачности и ветра.

В статье дана повторяемость погодных условий, определяющих возможные микроклиматические различия конкретной территории в разные сезоны года по материалам 56 станций, расположенных в разных районах СССР (рис. 1), по тридцатилетнему периоду (1936—1965 гг.). Первичная обработка материала произведена на машиносчетной фабрике ГУГМС. Вычислена повторяемость различных сочетаний нижней облачности и скорости ветра (в % от общего числа дней за указанный период). Выделены градации: ясно—нижняя облачность 0—2 балла (*я*); переменная облачность 3—7 баллов (*пр*); пасмурно — 8—10 баллов (*п*). Эти градации облачности даны в сочетании со скоростями ветра 0—2 м/сек. (*т*); более 3 м/сек. (*с*₁); более 6 м/сек. (*с*₂).

На основании проведенных расчетов построены схематические карты повторяемости этих сочетаний за январь, апрель, июль и октябрь. Карты для дня (13 час.) и ночи (1 час) совмещены (рис. 1—4). На картах и в подписях к ним не даны сочетания облачности и ветра с повторяемостью менее 3%. Горные районы не рассматривались.

В работах [2, 3] дана повторяемость сочетаний облачности и ветра, наиболее благоприятных для образования приземных инверсий и заморозков разных типов. В данной статье представлена повторяемость таких же погодных комплексов с учетом их влияния на микроклиматическую изменчивость некоторых метеорологических элементов в разные сезоны года.

Как известно, в умеренной зоне СССР микроклиматическая изменчивость большинства метеорологических элементов проявляется

более полно при ясной тихой погоде. В меньшей степени, но также отчетливо, особенности микроклимата проявляются при переменной облачности и слабом ветре (0—20 м/сек.). Повторяемость последнего типа погоды на территории СССР невелика (табл. 1) повсеместно составляет 5—15%, не превышая 20%. Число дней переменной облачностью и ветром еще меньше.

При ясной погоде с ветром различия в температуре воздуха холмистой местности сглажены, однако сохраняется пестрота радиационного режима подстилающей поверхности.

Изменчивость микроклимата при пасмурной погоде с ветром более 3 м/сек. в условиях пересеченного рельефа сильно уменьшается и даже сглаживается. В случае адвекции, главным образом в ее начале, особенности микроклимата в пересеченной местности проявляются четко. Для учета этого фактора в работе дана повторяемость большой облачности и ветра более 6 м/сек. Однако не во все дни с сильным ветром возможно наличие адвекции. Поэтому представленную повторяемость пасмурной погоды с сильным ветром нужно считать завышенной по сравнению с возможной повторяемостью адвекции. Различия между представленной и возможной повторяемостью адвекции будут меньше в районах, где в отдельные месяцы или в течение всего года наблюдаются сильные ветры.

При пасмурной тихой погоде микроклиматические различия по всем элементам не проявляются. Однако в зависимости от характера предшествующих условий и при этом типе погоды могут еще проявляться различия в температуре почвы на глубинах. Повторяемость данной градации по Советскому Союзу за весь год не превышает 10—15% и лишь на севере ЕТС осенью и зимой возрастает до 20% (табл. 1).

В малоисследованных в микроклиматическом отношении северных районах страны возможно проявление особенностей микроклимата и при других условиях погоды, чем в умеренной зоне. Например, исследования в Таймырской тундре [4] показывают хорошо выраженную микроклиматическую изменчивость термического режима приземного слоя воздуха при ясной погоде с ветром более 6 м/сек.

Для Крайнего Севера и части Дальневосточного побережья характерны большие (≥ 6 —9 м/сек.) скорости ветра в среднем за год [1] и частая повторяемость пасмурного неба. На основании этих данных на всех картах выделен район I с наибольшей повторяемостью пасмурной ветреной погоды в течение всего года. При характеристике отдельных сезонов этот район описываться не будет. Остальные районы выделены по фактическим данным повторяемости разных сочетаний облачности и ветра.

В январе для I и II час. может быть выделено пять районов (рис. 1). В район II вошла большая часть ЕТС за исключением Предуралья. Погода в этом районе формируется под влиянием циклонов, проникающих с северо-запада. Этот район отличается небольшой повторяемостью ясной тихой погоды, которая днем

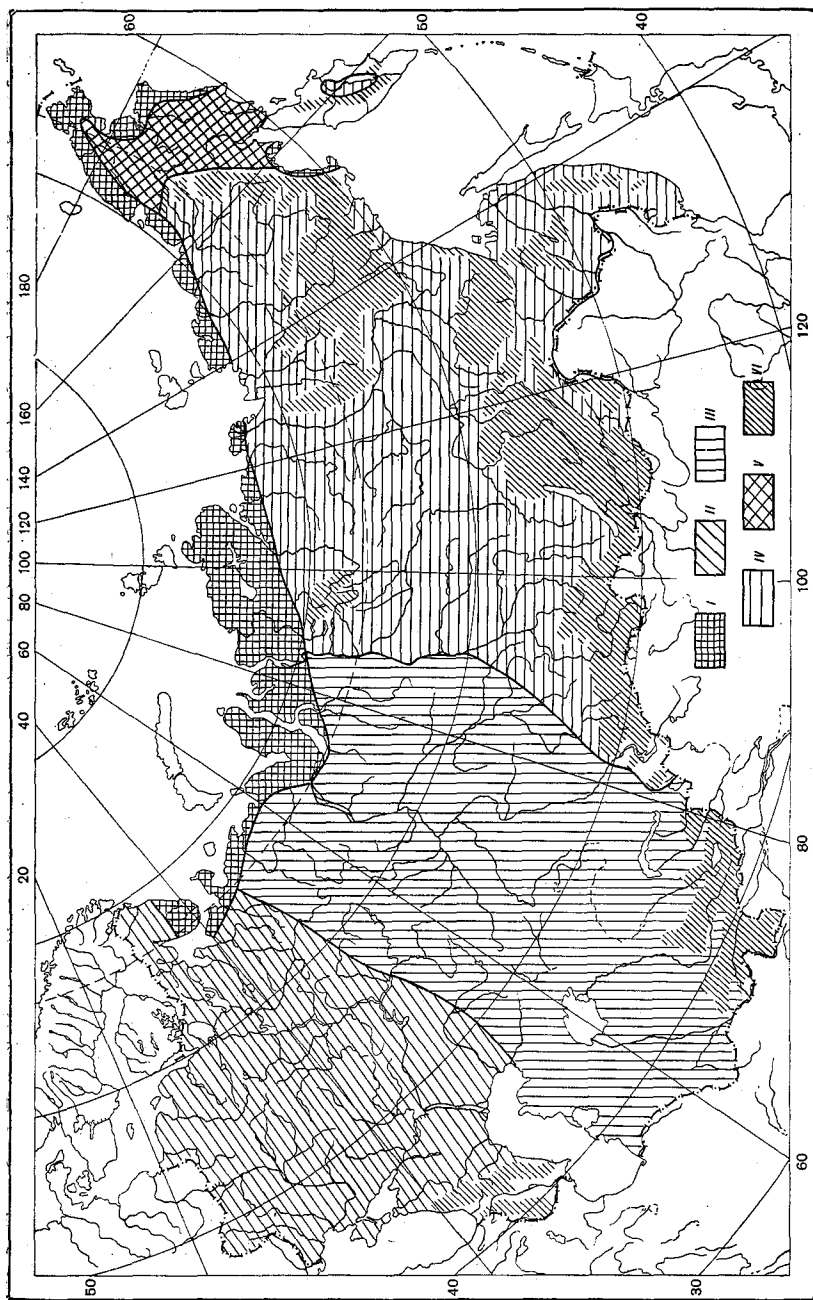


Рис. 1. Повторяемость разных комплексов и ветра (%). Январь.

Районы с разницей повторности
 пв₁ 40—55, пв₂ 20—30; III — ят 20—35, яв₁ 30—45, яв₂ 15—20, пв₁ 10—30, пв₂ 10—15; IV — ят 45—70, яв₁ 20—45, яв₂ 5, пв₁ < 10, пв₂ < 5 (инверсионные долины Восточной Сибири — ят 85—95, яв₁ 5—10; V — ят 25, яв₁ 50, яв₂ 30—35, пв₁ 20—25, пв₂ 15—20; VI — горы ($H \geq 1000$ м); день (13 час.); II — ят < 10, яв₁ 20—40, яв₂ 5—15, пв₁ 40—60, пв₂ 20—40; VII — ят 15—25, яв₁ 30—35, яв₂ 15—30, пв₁ 20—40, пв₂ 10—15; IV — ят 40—55, прт < 5, яв₁ 20—45, яв₂ 10—20, пв₁ < 10; пв₂ < 5 (инверсионные долины Восточной Сибири — ят 85—95, прт < 5, яв₁ < 10); V — ят 20, яв₁ 30—45, яв₂ 20—30, пв₁ 20—30, пв₂ 15—20.
 Примечание. Условные сокращения: ят — ясно, тихо; прт — переменная облачность, тихо; яв₁ — ясно, ветер ≥ 3 м/сек.; яв₂ — ясно, ветер ≥ 6 м/сек.; пв₁ — пасмурно, ветер ≥ 3 м/сек.; пв₂ — пасмурно, ветер ≥ 6 м/сек.

составляет около 10%, а ночью 10—20%. Здесь наблюдается самое большое число случаев пасмурной погоды на территории страны (за исключением района I). Днем их повторяемость составляет 20—40%, а ночью 20—30%. В районе III, который охватывает Западную Сибирь, Среднюю Азию и Предуралье, повторяемость ясной тихой погоды увеличивается и составляет 20—35% ночью и 15—25% днем. Число случаев ветреной пасмурной погоды уменьшается до 10—15% в течение суток.

Территория Восточной Сибири (район IV) в зимние месяцы отличается наибольшим числом случаев ясной тихой погоды, повторяемость которой ночью доходит до 70%. Особенно велико число ясных тихих ночей в глубоких долинах и котловинах с застоем холодного воздуха, с наибольшим числом мощных и глубоких инверсий (на картах данного масштаба их выделить нельзя). Характеристика их представлена по данным станций Оймякон, Верхоянск, Шелогонцы, Кызыл. В таких местоположениях зимой почти каждая ночь — ясная, тихая (85% случаев), что обуславливает сильное выхолаживание воздуха (температура опускается ниже -40°). Число ясных тихих дней в этом районе также велико и составляет 40—55%, а в долинах 85—95%. Повторяемость пасмурных дней соответственно мала.

Отдельно выделен район на Чукотском полуострове со значительными и сильными ветрами в течение всего года, большим числом пасмурных дней. В направлении к восточному побережью резко возрастает число случаев пасмурной ветреной погоды и сокращается число случаев ясной тихой погоды. Особенно сильно возрастает в этом направлении вклад ясной и пасмурной погоды с ветром более 6 м/сек. (табл. 2).

Для территории Камчатки дана характеристика лишь долины реки Камчатки. Повторяемость разных сочетаний облачности и ветра здесь во все месяцы такая же, как и в континентальных районах Восточной Сибири.

В апреле возрастает число ясных тихих ночей на ЕТС и в Западной Сибири (район II), где их повторяемость составляет 25—40% (рис. 2), т. е. каждую 2—4-ю ночь возможно проявление термических различий, возникаю-

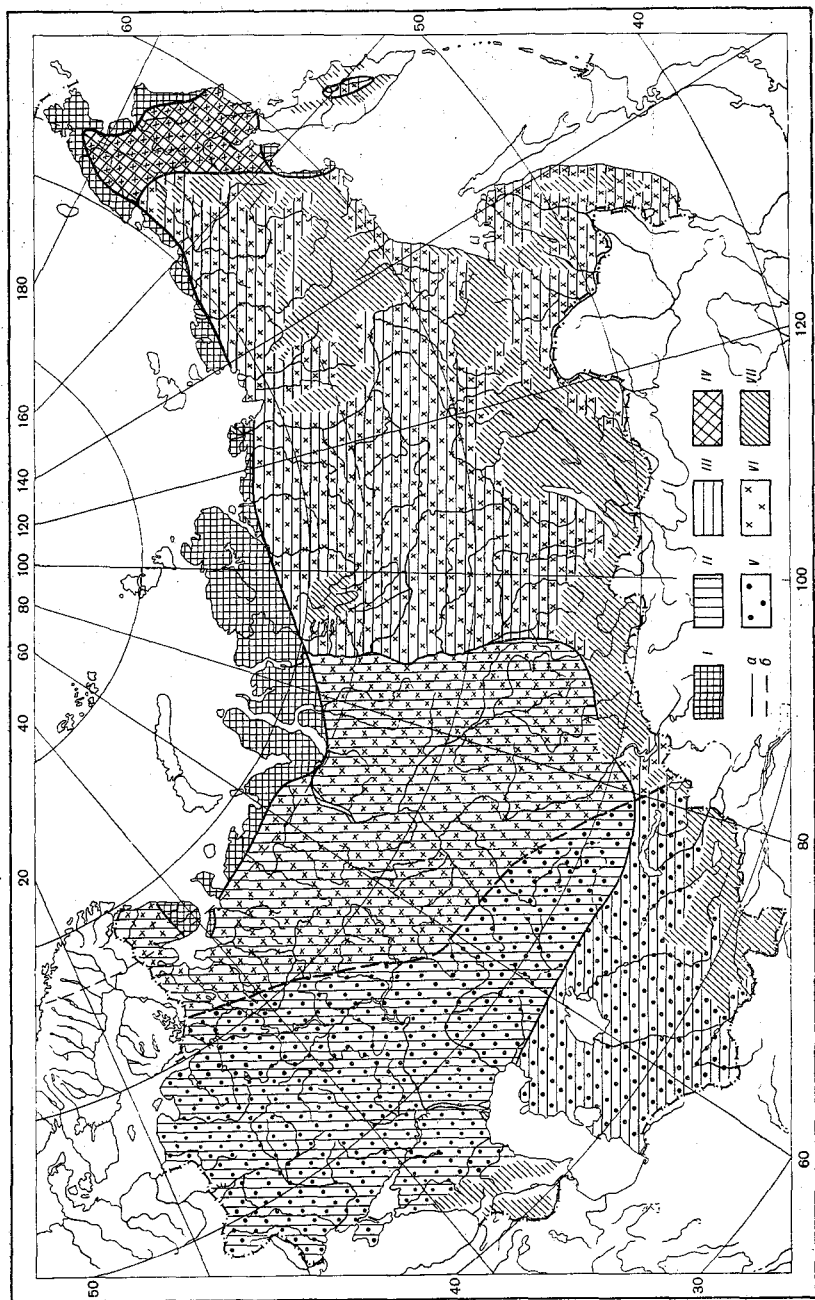


Рис. 2. Повторяемость разных комплексов облачности и латиты (9/11) в градусах.

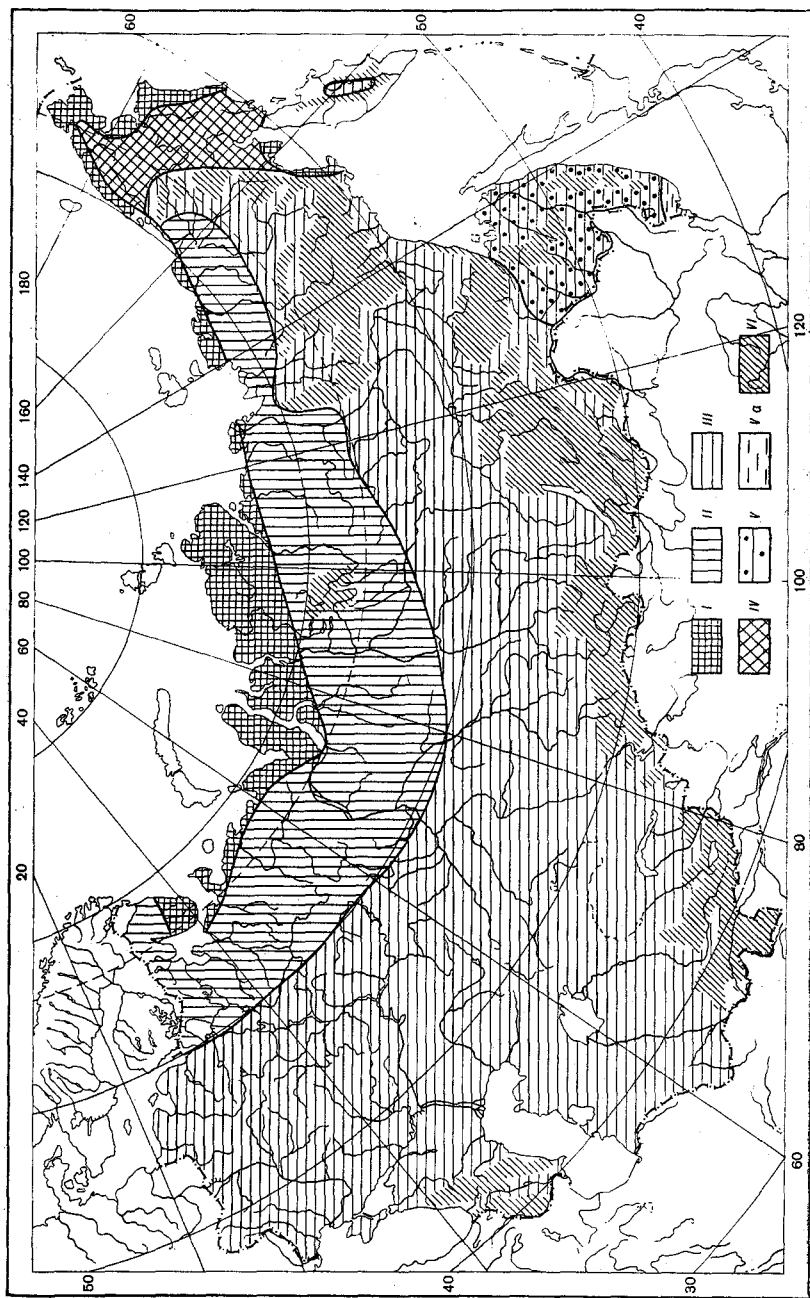


Рис. 3. Повторяемость разных комплексов областей и водоемов. (0/1) 1/1

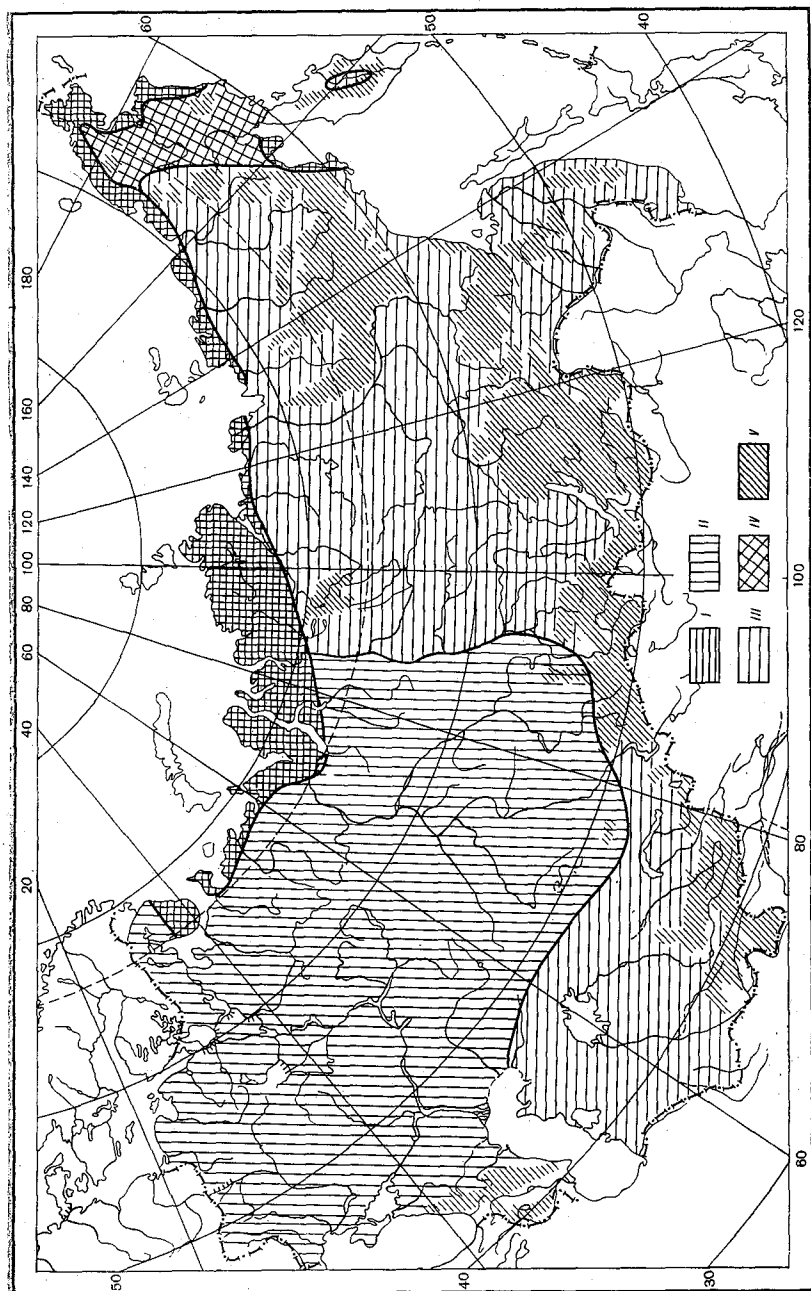


Рис. 4. Распределение различных климатических поясов.

Районы с различной повторяемостью облачности и ветра: восточная Сибирь — ят 60—70, прт <5, пв₂ 10—30; III — ят 30—50, прт <5, яв₁ 20—40, яв₂ 10—15, пв₁ 5; IV — ят <10, прт <5, яв₁ 10—15, пв₂ 45; V — горы (H > 1000 м); день (13 час.); I — ят <10, прт <5, яв₁ 20—40, яв₂ 5—20, пв₁ 40—60, пв₂ 20—30; III — ят 15—30, прт <5, яв₁ 20—35, яв₂ 5—15, пв₁ 15—30, пв₂ <10 (в пустынных районах Средней Азии — ят 70, яв₂ 20; в Приморском крае — яв₁ 35—55, яв₂ 15—25; инверсионные долины Восточной Сибири — ят 50—60, прт 5—10, яв₁ 10—30, яв₂ 70, яв₂ 20; в Приморском крае — яв₁ 15—25, яв₂ 10—15, пв₁ 55—60, пв₂ 45—50).

Сокращения см. рис. 1.

Увеличение повторяемости погоды такого типа отмечено также в муссонных районах Дальнего Востока.

Различные сочетания облачности и ветра в отдельных районах страны имеют четко выраженный годовой ход (рис. 5). На ЕТС наибольшая повторяемость ясной тихой погоды наблюдается в летние месяцы, наименьшая — зимой. С севера на юг ЕТС заметно увеличивается число ясных тихих ночей в теплую половину года. В Мурманске наибольшее их число в июле составляет 20%, в Аскания-Нова — примерно 40% с июня по сентябрь. Количество ясных тихих дней на всей территории страны летом не превышает 10%. Ясная погода с ветром в течение всего года бывает значительно чаще, чем ясная тихая, за исключением ночных часов в июне — июле в центральных и северных районах ЕТС.

Годовой ход повторяемости пасмурных ветреных ночей в центральных и южных районах ЕТС противоположен ходу повторяемости тихих ночей и имеет минимум в летние месяцы и максимум в осенне-зимние. Повторяемость пасмурного неба в сочетании с ветром ≥ 3 м/сек. с апреля по сентябрь не превышает 20%, с ноября по январь — 50—65%. Число пасмурных ветреных дней летом также меньше, чем зимой. На севере ЕТС годовой ход типов погод выражен нечетко. В течение года повторяемость пасмурной ветреной погоды изменяется от 20 до 40%.

Повторяемость ясной тихой погоды по всем станциям Восточной Сибири имеет годовой ход, обратный ходу на ЕТС. Наибольшая повторяемость этого типа погоды отмечается и днем и ночью в зимние месяцы (90—95%), наименьшая — в летние (ночью — 30—40%, днем — около 10%).

На Чукотке создаются своеобразные условия распределения всех сочетаний облачности и ветра. Ясной тихой погоды мало, повторяемость ее днем и ночью изменяется от 5—10 до 20—30%.

В Приморском крае (ст. Приморская) характер годового хода повторяемости ясной тихой погоды такой же, как и на территории Восточной Сибири, однако число дней с ясной погодой здесь меньше.

Таблица 1
Повторяемость (%) различных сочетаний градаций облачности и скорости ветра днем и ночью

Станции	1 час										13 час.									
	ят	яв ₁	яв ₂	прт	прв ₁	прв ₂	пт	пв ₁	пв ₂	прт	ят	яв ₁	яв ₂	прт	прв ₁	прв ₂	пт	пв ₁	пв ₂	прт
	ят	яв ₁	яв ₂	прт	прв ₁	прв ₂	пт	пв ₁	пв ₂	прт	ят	яв ₁	яв ₂	прт	прв ₁	прв ₂	пт	пв ₁	пв ₂	прт
Январь																				
Мурманск	5	38	27	2	10		7	11	34	23	5	33	23	3	14	10	9	36	23	
Котлино	27	25	10	2	1			19	26	16	18	24	9	4	5	2	16	33	17	
Николаевское	13	15	5	1	4		2	18	49	19	11	17	3	2	5	2	15	50	18	
Кострома	9	28	13	1	2		1	11	49	29	8	28	12	2	4	2	8	51	31	
Рига	12	13	4	2	2		1	17	54	21	7	14	4	2	6	2	15	56	23	
Смоленск	7	20	10		4		3	10	59	36	5	19	9	1	6	4	8	61	40	
Куйбышев	14	29	11				2	13	42	19	14	33	13	1	5	2	7	40	18	
Каменная Степь	8	25	11	1	4		3	8	54	34	7	28	15		6	5	3	56	35	
Аскания-Нова	10	29	11	1	1		2	11	46	23	4	37	19		7	9	5	48	23	
Астрахань	9	29	9		2		1	14	46	15	5	34	13	1	6	3	8	45	20	
Салехард	36	35	18	2	4		3	9	14	8	31	39	16		5	7	3	14	6	
Целиноград	23	43	21	1	1		1	6	26	17	14	56	30		2	3	8	14	6	
Тамды	22	28	13	1	1		1	12	13	10	10	29	18		2	1	3	24	16	
Хатанга	28	56	18	1	1		1	3	12	7	20	60	20		4	4	6	17	11	
Тура	68	22	3	1	1		1	5	3		54	26	2		3	2	2	14	9	
Шелогонцы	91	8	1								87	12	1		2	10	6		1	
Оймякон	96	1		1				2			94			4			2	3		
Витим	56	31	8	1	1		1	5	6	2	42	40	11	2	5	2	7	7		
Солянка	42	41	15		2		1	3	12	7	37	43	19		5	3	4	11		
Скворородино	73	26	6					1			53	45	14	2						
Чита	82	13	3				2	2			76	20	7		3	1	1		8	
Николаевск-на-Амуре	50	37	15	1	3		2	8	8	5	38	45	21	1	4	3	2	12		
Приморская	72	21	6				3	3	4	3	36	53	22	1	3	2	5	3		
Хатырка	5	56	46	1	2		2	4	32	23	4	50	46		4	3	5	37	31	
Долиновка	79	7	3	3			9	2	2		70	3		6	2	1	16	3		
Озерная	11	22	14	4	12		9	8	43	34	12	20	11	5	14	10	8	41	33	
Апрель																				
Мурманск	15	33	16	4	9		5	9	30	17	10	34	18	2	15	9	6	33	23	
Котлино	28	32	11	5	4		3	19	29	8	19	44	20	5	12	6	1	28	15	

Смоленск	28	31	11	2	3	2	10	26	15	5	32	18	3	21	13	5	34	20
Куйбышев	26	42	12		2	3	8	22	8	9	42	19	3	14	6	3	29	16
Каменная Степь	18	40	15	1	8	5	8	25	13	2	34	24	2	20	12	3	39	24
Аскания-Нова	28	46	11	1	4	2	5	16	8	4	50	33	3	15	9	2	26	15
Астрахань	30	49	14	1	3	1	4	13	5	6	62	42	2	15	9	1	14	9
Салехард	36	43	19	1	1	1	8	11	6	26	45	23	1	8	6	6	14	8
Целиноград	24	44	20	1	4	3	5	23	14	6	45	27	2	14	10	3	30	22
Тамды	40	40	12	2	4	1	5	9	5	9	56	28	3	12	6	3	16	9
Хатанга	18	62	18		2	1	3	15	10	14	69	32		2	2	1	14	10
Тура	56	19	2	5	3	1	9	8	3	26	29	9	7	13	5	5	20	8
Шелогонцы	79	12	2	2			4	3	1	27	46	12	3	8	3	4	12	5
Оймякон	73	16	4	3	1		4	3	1	58	25	4	6	6	1	2	3	1
Витим	51	26	5	4	4	1	5	10	3	42	40	11	2	5	2	4	7	3
Солянка	38	38	9	1	3	1	5	15	7	10	41	15	2	19	12	2	26	16
Сковородино	64	24	8	2	1		4	5	3	9	46	20	4	21	10	4	16	8
Чита	64	25	8	2	3	1	3	3	1	18	36	14	4	23	12	2	17	8
Николаевск-на-Амуре	31	36	13	2	6	3	7	18	9	12	40	23	4	15	9	4	26	15
Приморская	34	32	9	1	3	2	7	23	15	7	50	34	2	12	8	4	25	16
Хатырка	18	44	27	2	2	1	11	23	19	16	48	38		4	2	9	23	19
Долиновка	64	11	2	8	3	2	11	3		33	18	3	8	13	5	13	15	4
Озерная	12	20	13	2	8	5	13	45	35	10	22	14	2	16	21	8	42	33

Июль

Мурманск	22	14	3	7	7	2	11	39	16	8	21	8	4	16	7	10	42	23
Коткино	37	17	1	9	2	1	10	25	6	9	26	10	7	21	5	7	30	12
Николаевское	48	16	1	7	7	1	13	9	2	7	15	3	12	38	10	7	21	7
Кострома	29	32	5	5	9	2	9	16	7	6	26	9	9	30	13	3	26	13
Рига	39	17	1	9	5	1	14	16	4	3	30	10	6	27	9	6	28	8
Смоленск	41	21	4	8	7	2	9	14	5	3	14	6	9	49	22	4	31	18

Станции	1 час								13 час.									
	ят	яв ₁	яв ₂	прт	прв ₁	прв ₂	пт	пв ₁	пв ₂	ят	яв ₁	яв ₂	прт	прв ₁	прв ₂	пт	пв ₁	пв ₂
Куйбышев	40	27	3	5	5	1	9	14	4	8	29	10	7	33	12	3	20	8
Каменная Стень	41	26	4	6	8	2	7	12	3	3	20	10	6	43	20	4	24	13
Аскания-Нова	41	48	5	2	5	1	1	3	1	6	36	16	5	34	13	2	17	9
Астрахань	48	42	5	2	2	1	2	4	1	7	59	24	3	24	10	1	6	3
Салехард	22	27	9	5	14	7	11	21	13	12	28	16	8	21	12	7	24	14
Целиноград	33	32	9	7	9	3	6	13	6	14	21	10	7	33	16	4	31	19
Тамды	59	37	8	2	1		1			9	72	35	1	14	6		4	2
Хатанга	12	44	8	4	10	4	3	27	13	5	37	18	5	19	9	3	31	16
Тура	40	7		11	5		27	10		8	14	3	14	24	3	15	25	3
Шелогонцы	57	5		11	1		20	6	1	13	21	3	13	17	4	12	24	5
Оймякон	40	6		25	3	1	21	5		17	12	2	21	25	6	10	15	3
Витим	44	17	3	10	5	1	17	7	1	16	26	6	16	23	5	6	13	3
Солянка	40	31	11	8	6		12	11	2	8	27	6	10	27	4	5	23	5
Сковородино	52	4		14	3		22	5	2	11	17	2	25	16	6	10	21	6
Чита	58	6	1	14	4	1	14	4	1	15	14	2	19	25	5	10	17	4
Николаевск-на-Амуре	21	29	6	5	8	3	14	23	9	5	43	26	3	17	8	8	24	8
Приморская	17	28	12	2	7	4	14	32	13	10	37	23	5	17	10	6	25	15
Хатырка	17	7	4	1	1	1	49	25	9	9	26	19	2	10	8	25	28	14
Долиновка	49	1		12	1		36	1		20	9	1	26	6		32	7	
Озерная	12	9	4	2	3	2	42	32	16	8	18	11	2	9	5	25	38	18
Октябрь																		
Мурманск	6	25	17	3	12	7	12	42	26	4	21	13	3	15	10	11	46	28
Коткино	14	9	4	5	3	1	23	46	18	6	14	6	8	6	4	12	58	38

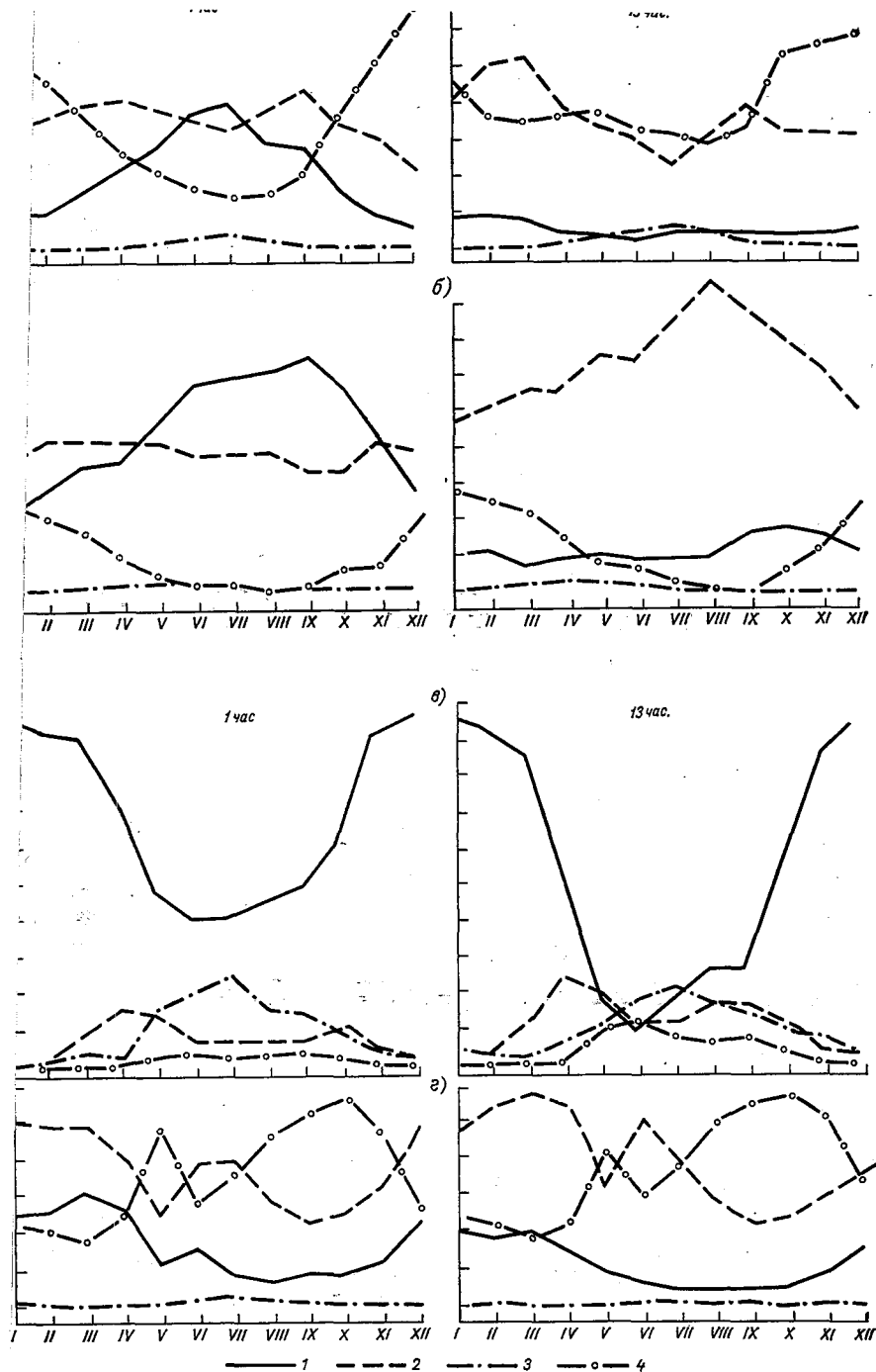
Октябрь

Мурманск	6	25	17	3	12	7	12	42	26	4	21	13	3	15	10	11	46	28
Коткино	14	9	4	5	3	1	23	46	19	6	14	8	8	8	4	15	58	35

Николаевское	22	10	3	4	6	2	20	50	27	4	19	11	1	10	5	7	59	14
Кострома	8	25	11	1	6	2	10	50	27	4	19	11	1	10	5	7	59	14
Рига	19	17	3	4	6	3	22	32	10	5	23	9	3	16	6	12	41	14
Смоленск	17	19	7	1	5	2	16	42	23	3	18	10	2	20	10	8	49	31
Куйбышев	20	29	7	1	6	2	13	31	10	7	31	14	2	13	6	6	41	21
Каменная Стень	16	28	10	2	6	3	11	37	18	4	27	16	2	18	11	4	45	28
Аскания-Нова	28	46	8	1	3	1	6	16	7	6	49	24	1	18	9	3	23	14
Астрахань	30	37	7	2	4	1	7	20	7	7	53	24	2	15	8	2	21	11
Салехард	21	27	15	3	8	6	14	27	17	13	23	13	5	14	10	11	34	19
Целиноград	24	31	11	2	4	2	9	30	18	7	35	21	1	13	8	4	40	29
Тамды	56	33	6	1	2	1	3	5	3	18	69	19	1	4	2	1	7	4
Хатанга	15	42	11	1	5	2	8	29	19	14	37	12	1	8	4	5	35	19
Тура	36	16	2	5	4	2	22	17	3	22	17	2	5	12	3	18	26	5
Шелогонцы	37	16	2	5	2		14	8	2	29	27	4	5	7	1	14	18	5
Оймякон	80	10	1	8	3		15	4	1	56	10	2	9	6	2	12	7	1
Витим	31	20	4	6	7	2	15	21	5	13	17	6	4	18	6	12	36	10
Солянка	29	33	11	3	6	3	8	21	9	11	37	14	2	14	9	4	31	19
Сковородино	67	16	5	4	1		7	5	2	27	45	13	3	10	4	4	11	4
Чита	68	19	5	3	3	1	5	2	1	38	27	7	3	14	7	6	12	5
Николаевск-на-Амуре	32	31	8	3	7	3	10	17	9	14	31	14	3	17	1	5	80	19
Приморская	47	28	9	3	3	1	8	11	4	19	47	26	2	13	9	3	16	9
Хатырка	14	47	42	1	6	5	9	23	18	6	47	37	3	6	6	6	32	24
Долиновка	62	8	1	6	2	1	18	4		39	12	3	9	16	6	17	8	2
Озерная	11	13	7	3	16	13	2	47	39	6	14	9	4	22	16	8	46	38

Повторяемость (%) различных сочетаний градаций облачности и скорости ветра днем и ночью

Станция	Январь						Апрель						Июль						Октябрь					
	Январь			Апрель			Апрель			Июль			Июль			Октябрь			Октябрь					
	ят	яв ₁	яв ₂	пв ₁	пв ₂	пв ₃	ят	яв ₁	яв ₂	пв ₁	пв ₂	пв ₃	ят	яв ₁	яв ₂	пв ₁	пв ₂	пв ₃	ят	яв ₁	яв ₂	пв ₁	пв ₂	пв ₃
1 час																								
Верхоянск	94	4					84	10	1	1			57	5	1	7	1		72	10	2	3	1	
Средне-Колымск	62	22	2	7			70	19	2	6	1		40	15	1	19	4		45	16	2	17	4	
Илирней	58	29	15	7	5		65	22	10	5	2		33	12	10	20	6		41	27	10	15	6	
Банкарем	24	49	33		18		26	40	23	24	18		8	39	25	35	18		8	25	17	56	46	
Уэлен	22	37	25	29	21		21	23	13	38	25		9	21	16	44	30		6	11	6	61	50	
13 час.																								
Верхоянск	87	8		1			61	30	6	1			25	31	3	16	3		64	14	3	4	1	
Средне-Колымск	50	24	2	7	1		39	49	7	7	2		15	27	4	27	6		31	23	2	21	4	
Илирней	50	33	15	9	6		51	38	18	4	2		11	18	6	30	14		30	31	15	16	7	
Банкарем	20	48	31	24	20		14	53	36	22	17		4	40	24	38	23		5	25	14	57	48	
Уэлен	20	29	18	31	22		14	28	17	38	29		7	33	24	40	25		4	12	7	62	50	



с. 5. Годовой ход повторяемости облачности и ветра по данным станций Павлец (а), Тамды (б), Оймякон (в), Ванкарем (г) в 1 час и 13 час.
 1 — ясно, тихо; 2 — ясно, ветер ≥ 3 м/сек.; 3 — переменная облачность, тихо; 4 — пасмурно, ветер ≥ 3 м/сек.

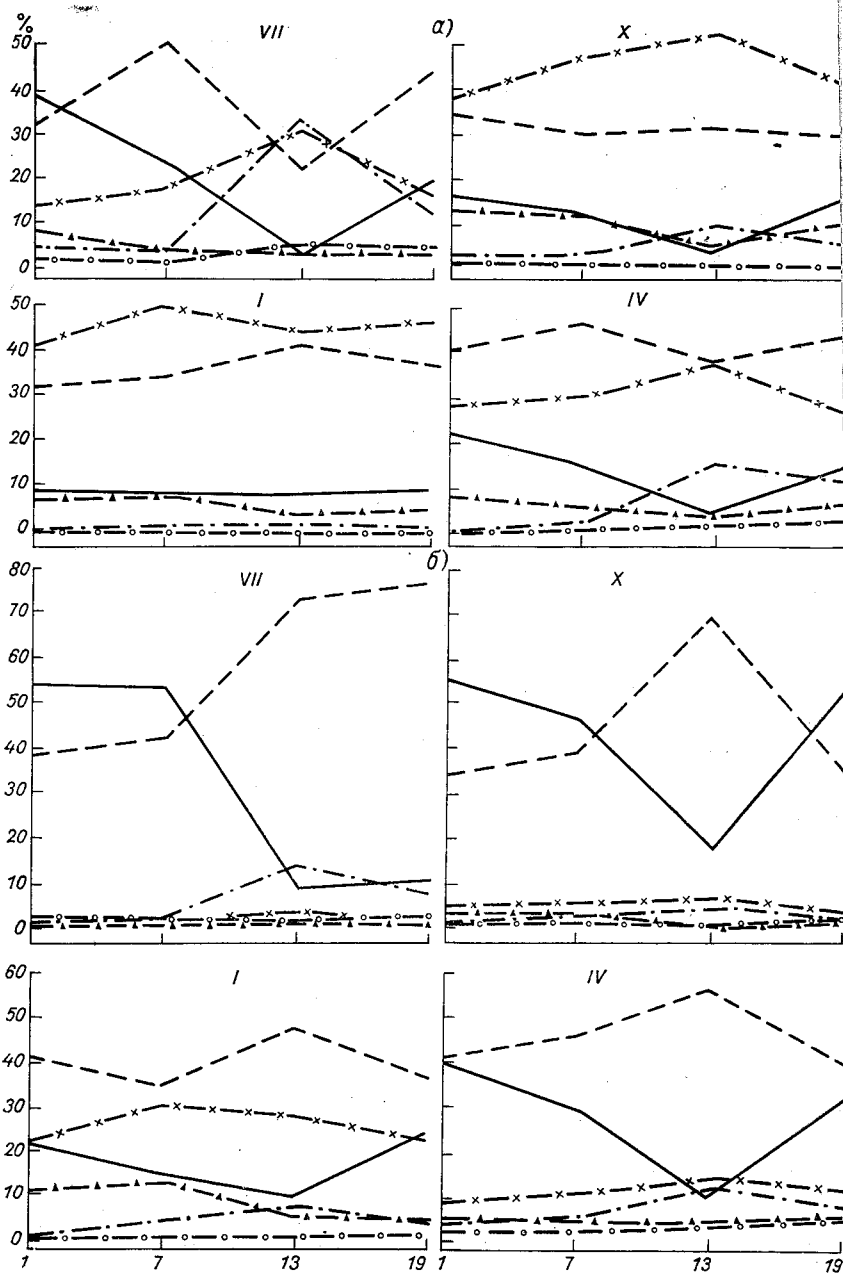
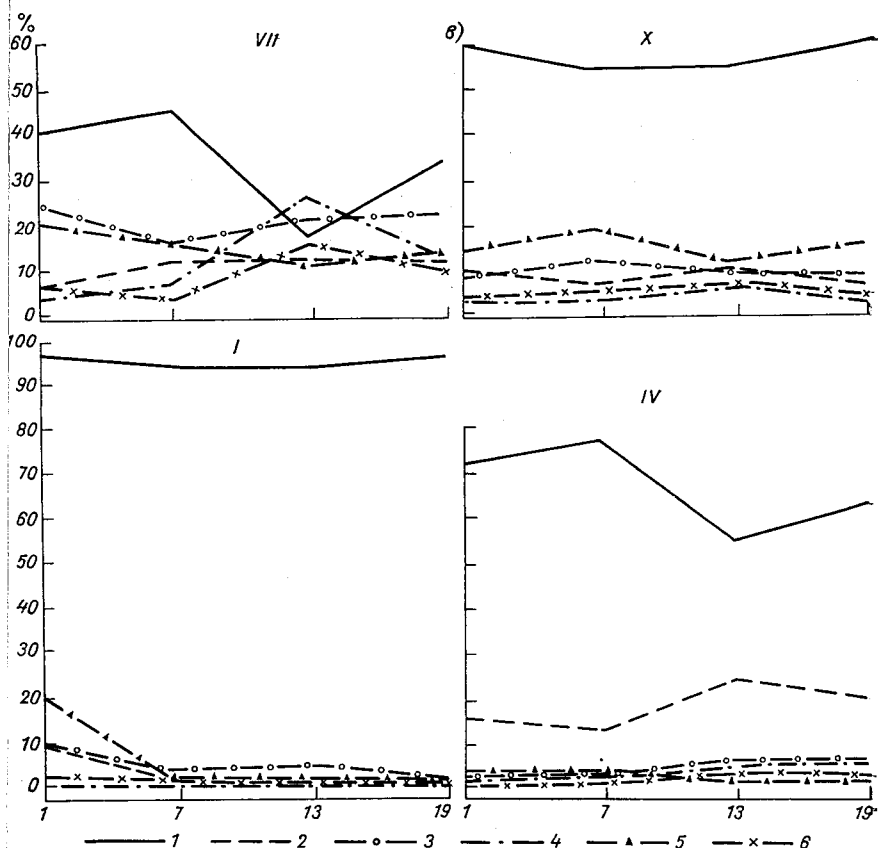


Рис. 6. Суточный ход повторяемости облачности и ветра по данным станции
 1 — ясно, тихо; 2 — ясно, ветер ≥ 3 м/сек.; 3 — переменная облачность, тихо; 4 — перемен

В Средней Азии велика повторяемость ясной тихой и ясной ветреной погоды в течение всего года. Наибольшее количество ясных тихих ночей (~60%) наблюдается с июня по октябрь. Ясная погода с ветром наблюдается днем.

Для всей территории страны характерно увеличение от ночи к дню повторяемости ветреной погоды по всем градациям облачности и уменьшение повторяемости ясной тихой погоды, что следует также и из суточного хода скорости ветра и облачности. На рис. 6 представлен суточный ход разных сочетаний облачности и ветра для трех станций ЕТС, Средней Азии и Восточной Сибири. Иной на ЕТС в течение суток преобладает пасмурная ветреная погода, в Средней Азии — ясная с ветром более 3 м/сек; а в Восточной Сибири — ясная тихая погода. Все остальные варианты исследуемых сочетаний в этих районах не превышают 20%. Только в Средней Азии повторяемость пасмурной с ветром погоды несколько превышает 20%.



Павелец (а), Тамды (б), Оймякон (в).

1 — ясная, ветер ≥ 3 м/сек.; 2 — пасмурно, тихо; 3 — пасмурно, ветер ≥ 3 м/сек.

В апреле на ЕТС вклад всех сочетаний облачности и ветра во все сроки изменяется в пределах 5—30%, за исключением градации «ясно, тихо», которая ночью преобладает. В Средней Азии в это время года велика повторяемость ясных ветреных дней и ночей значительно также число ясных тихих ночей. Оба этих сочетания в течение суток преобладают и на территории Восточной Сибири, однако вклад каждого из них в дневное и ночное время различен.

В июле во всех рассматриваемых районах ночью и утром преобладает ясная тихая погода. Днем на ЕТС чаще всего наблюдается переменная облачность с ветром (~40%). В Средней Азии днем и вечером увеличивается повторяемость ясной с ветром погоды и резко уменьшается — ясной тихой.

В октябре на ЕТС, как и в январе, снова увеличивается повторяемость пасмурной с ветром погоды, что в других районах страны не наблюдается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Л., Гидрометеониздат, 1961, с. 26—58.
2. Васильева Л. Г., Голубова Т. А. Приземная инверсия температур воздуха в разных районах СССР.— «Труды ГГО», 1970, вып. 264, с. 3—22.
3. Васильева Л. Г., Голубова Т. А. Повторяемость типов погоды при заморозках.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 156—168.
4. Романова Е. Н. Микроклиматическая характеристика Таймырской тундры.— «Труды ГГО», 1970, вып. 264, с. 112—118.

МЕТОДАХ РАСЧЕТА ДНЕВНЫХ И НОЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА И ИХ ТОЧНОСТИ

В последние годы в связи с задачей повышения эффективности использования природных, в том числе климатических, ресурсов территории нашей страны широкое развитие получил поиск новых параметров климата, в которых с достаточной для практической полнотой учитывается специфика обслуживания народного хозяйства в конкретном физико-географическом районе. Насущная потребность в более детальных и чувствительных к микроклимату показателях ощущается особенно сильно при обслуживании сельского хозяйства. Поэтому не случайно при решении различных складных задач в области микро- и биоклиматологии, особенно в районах с резкоконтинентальным климатом или со сложным рельефом, все шире применяются новые показатели термического климата, которые учитывают особенности суточного хода температуры воздуха — средней дневной (T_d), средней ночной температуры (T_n), их суммы, суточной амплитуды температуры воздуха. Климатические аспекты использования новых показателей теплоснабженности с учетом суточного хода температуры воздуха достаточно полно изложены в опубликованных работах, поэтому смысла подробно на этом вопросе останавливаться [8, 10].

Вместе с тем до последнего времени возможности использования режимного материала по T_d , T_n и их суммам весьма ограничены тем, что в Справочниках по климату СССР такие данные отсутствуют. В ранее опубликованных работах автора [8, 9] былиложены в общем виде принципы прямого и косвенного методов расчета T_d , T_n с приложением ограниченного материала по этим показателям. В настоящее время выполнены новые методические разработки для получения массовых материалов по T_d , T_n за период с апреля по октябрь на основе использования обширного материала многолетних данных суточного хода температуры воздуха более чем для 500 станций, а также новых данных Справочника по климату СССР [14] по среднему максимуму $T_{\max}$ и среднему минимуму $T_{\min}$ температуры воздуха. В данной статье предлагаются

методы расчета дневных и ночных температур воздуха с оценкой возможной точности их.

Прямой метод расчета заключается в непосредственном использовании многолетних данных по суточному ходу температуры воздуха и вычислении средних значений T_d из ежечасных данных температуры за период от восхода до захода солнца ($T_v + \dots + T_z$) и соответственно средних значений T_n из ежечасных данных температуры за период от захода до восхода солнца в виде

$$T_d = \frac{(T_v + \dots + T_z)}{N_d} = \frac{\sum T}{N_d},$$

$$T_n = \frac{(T_z + \dots + T_v)}{N_n} = \frac{\sum T_1}{N_n},$$

где $\sum T$ — сумма градусо-часов, отнесенная к дневному периоду суток; $\sum T_1$ — сумма градусо-часов, отнесенная к ночному периоду суток; N_d — число часов за день от восхода до захода солнца; N_n — число часов за ночь от захода до восхода солнца. Время восхода и захода солнца определялось по известным таблицам, опубликованным в справочном издании [12].

Как правило, в теплое время года разрушение инверсий температуры воздуха в утренние часы происходит при высоте солнца $10-15^\circ$, т. е. на $40-60$ мин. позднее времени восхода солнца, а в вечерние часы инверсии образуются за $40-60$ мин. до захода солнца. Поэтому время восхода и захода солнца округлялось до целого часа путем учета времени и разрушения и установления температурных инверсий в утренние и вечерние часы. Такой подход физически и биологически вполне оправдан, так как после разрушения инверсий устанавливается дневной (инсоляционный) тип процессов теплообмена в приземном слое воздуха с характерным для него профилем температуры и с максимальным прогреванием на уровне деятельной поверхности. С наступлением температурной инверсии устанавливается ночной тип распределения температуры, при котором в результате радиационного выхолаживания деятельная поверхность, в том числе растительные сообщества, оказывается, как правило, холоднее прилежащих слоев воздуха. Подробное изложение методики расчета средних T_d , T_n представляется необходимым в связи с тем, что в одних случаях дневными и ночными температурами называют T_{13} , $T_{\max}$, $T_{\min}$; в других — при расчете T_d произвольно суммируют число часов, относящихся к дневному и ночному периоду суток. В дальнейшем это может затруднить обобщение и сравнимость материалов по термическому режиму дня и ночи. Отличительной чертой вычисленных по формулам (1), (2) средних многолетних значений T_d , T_n является то, что в них учитывается изменчивость дня и ночи. На рис. 1 по данным 80 станций равномерно освещающих территорию СССР, представлена расчетная номограмма изменения продолжительности дня N_d и ночи N_n с учетом времени разрушения и установления температурных инверсий в зависимости от широты места и времени года. Наглядно

но по кривым, расходящимся веером, что максимальные различия в длине дня и ночи во все месяцы, кроме октября, наблюдаются в высоких широтах. Например, на широте 65° в июне продолжительность дня превышает 21 час, а ночь длится не более 3 час. Наибольшие контрасты наблюдаются в пределах широт $45-50^\circ$, где длина дня колеблется от 13 до 14 час, а продолжительность ночи не превышает 11 час. Наиболее интенсивно различия в длине дня и ночи нарастают начиная с 50° с. ш. и выше. Рассмотренный рисунок является физическим обоснованием использования новых термических показателей T_d , T_n и их модификаций в агроклиматических исследованиях.

В зависимости от широты места и времени го-число часов, входящих подсчет T_d , T_n существенно изменяется и соответственно сдвигаются начальные и конечные часы, охватывающие в дневное и ночное время суток. В T_d , учитывается динамика

изменения длины дня и ночи, и в этом заключается их главное качественное и количественное преимущество перед средней суточной температурой воздуха $T_{ср}$.

Влияние длины дня и ночи находит отражение в относительных термических показателях вида

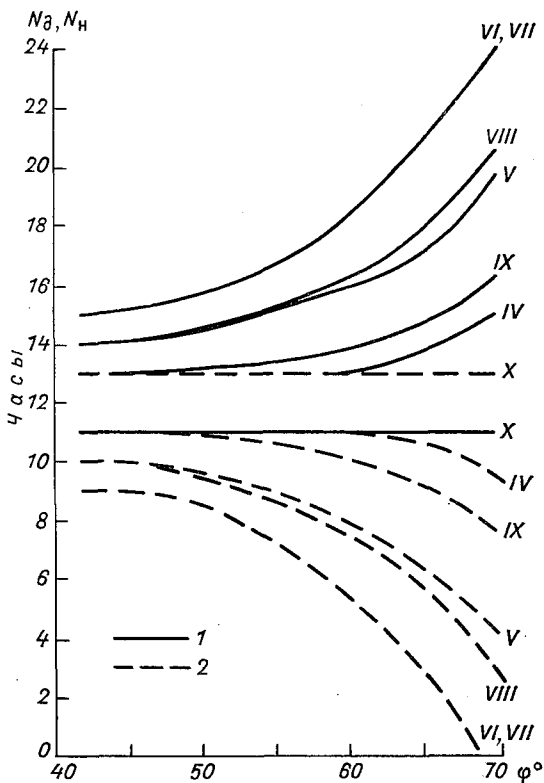


Рис. 1. Изменение продолжительности дня и ночи в часах в зависимости от широты места. 1 — продолжительность дня N_d ; 2 — продолжительность ночи N_n .

$$K = \frac{\sum T_d}{\sum T_n}, \quad (3)$$

$$K_1 = \frac{\sum T'_d}{\sum T'_n}, \quad (4)$$

где $\sum T_d$, $\sum T_n$ — суммы температур за период с T_d , T_n выше 10° ; $\sum T'_d$, $\sum T'_n$ — суммы температур, рассчитанные по часам за период с T_d , T_n выше 10° .

Сумма дневных и ночных температур воздуха
за период с T_d , T_n выше 10° и их соотношения

Станция	ΣT_d	ΣT_n	K	$\frac{\Sigma T'_d}{10}$	$\frac{\Sigma T'_n}{10}$	A
$\varphi = 64-66^\circ$						
Архангельск	1400	830	1,68	2680	353	7
Салехард	780	490	1,59	1615	157	10
Жигалинск	1090	525	2,08	2201	162	13
$\varphi = 59-62^\circ$						
Таллин	2000	1330	1,50	3085	1118	2,
Кирс	1760	940	1,88	3172	681	4,
Якутск	1860	890	2,62	317	52	6,
$\varphi = 55-56^\circ$						
Москва	2450	1610	1,52	4037	1392	2,9
Высокая Дубрава	1710	1210	1,41	3097	886	3,8
Красноярск	2330	1290	1,81	3397	931	3,6
$\varphi = 45-47^\circ$						
Одесса	3280	2900	1,13	4905	2737	1,7
Ставрополь	3480	2570	1,36	5170	2563	2,0
Челкар	3800	2500	1,52	5511	2259	2,4
Бетпак-Дала	4060	2510	1,62	5826	2348	2,4

В табл. 1 в качестве иллюстрации представлены данные гру станций, находящихся примерно на одной широте, но на разных долготах. При продвижении из низких широт в высокие показатель K возрастает, т. е. четко выражена тенденция к превышению Σ над ΣT_n . На северной границе земледелия в зависимости от степени континентальности климата показатель K составляет 1,68—2,0, а в южных районах его значения не превышают 1,20—1,62.

Наилучшим образом влияние длины дня и ночи проявляется в относительных величинах интегральных показателей теплооспеченности, рассчитанных по часам, составляющим дневное и ночное время суток, по формулам

$$\Sigma T'_d = (\Sigma T'_{dIV} N_{IV} + \Sigma T'_{dV} N_V + \dots + \Sigma T'_{dIX} N_{IX}),$$

$$\Sigma T'_n = (\Sigma T'_{nIV} N_{IV} + \Sigma T'_{nV} N_V + \dots + \Sigma T'_{nIX} N_{IX}),$$

где N с индексом IV, V, ..., IX — число дней в апреле, мае и т. д. T_d, T_n выше 10° .

При продвижении из низких широт в высокие (см. рис. 1) разность в длине дня и ночи нарастает примерно в три раза. Соответственно изменяется и соотношение ΣT_d к ΣT_n . Показатель K_1 с увеличением широты места от 45° до 65° возрастает в 3—4 раза. До последнего времени в существующих агроклиматических показателях такой важный фактор, как продолжительность дня и ночи, оказывающий значительное влияние на жизнедеятельность растений, в явном виде не учитывался так же, как и континентальность климата и микроклимата. Как следует из табл. 1, с нарастанием степени континентальности климата показатель K_1 увеличивается в направлении с запада и северо-запада на юг и юго-восток в 1,5—2 раза. Максимальные различия в ресурсах тепла днем и ночью наблюдаются при одновременном влиянии обоих факторов — изменении длины дня и степени континентальности климата. В южных районах ЕТС $\Sigma T'_d$ превышает ΣT_n примерно в 1,5 раза, а в северных районах Восточной Сибири на 65° с. ш. более чем в 10 раз. Показатели термического режима дня и ночи весьма эффективны для оценки ресурсов тепла на территориях разного масштаба с учетом микроклимата и в особенности в сложном рельефе [8, 9, 11].

В результате выполненных расчетов получены массовые материалы по T_d, T_n за период с апреля по октябрь на основе использования многолетних данных наблюдений по суточному ходу температуры воздуха на 500 станциях, равномерно освещающих территорию СССР. Самостоятельный интерес представляет оценка статистических ошибок определения средних многолетних значений $T_{d, n}$ по формулам (1), (2) из рядов наблюдений за суточным ходом температуры воздуха от 20 до 45 лет.

Таким образом, задача сводится к вычислению погрешностей определения генеральных средних $\bar{T}_d$ и $\bar{T}_n$ по выборочным средним T_d, T_n за период наблюдений n :

$$\bar{T}_d = T_d \pm \frac{\sigma_d}{\sqrt{n}}, \quad (7)$$

$$\bar{T}_n = T_n \pm \frac{\sigma_n}{\sqrt{n}}. \quad (8)$$

Из выражений (7), (8) видно, что статистические ошибки вычисления средних арифметических величин T_d, T_n зависят от изменчивости этих показателей и от числа членов ряда наблюдений. Для оценки возможных величин ошибок средних T_d, T_n выполнены расчеты σ_d, σ_n , характеризующих меру рассеивания значений этих показателей относительно средних арифметических значений, по формулам вида

$$\sigma_d = \sqrt{\frac{\sum (T_d - \bar{T}_d)^2}{n}}, \quad (9)$$

$$\sigma_n = \sqrt{\frac{\sum (T_n - \bar{T}_n)^2}{n}} \quad (1)$$

В табл. 2 представлены неполные данные расчетов, из которых следует, что наименьшая изменчивость дневных и ночных температур воздуха по годам наблюдается летом и составляет 1—2°. В переходные сезоны, особенно весной, временная изменчивость T_d заметно возрастает, что сказывается на пределах колебаний вели-

Таблица

Средние квадратические отклонения дневных и ночных температур воздуха

Станция	Май		Июль		Сентябрь	
	σ_d	σ_n	σ_d	σ_n	σ_d	σ_n
Салехард	2,06	2,14	1,45	1,39	1,73	1,66
Туруханск	1,75	1,53	2,15	1,94	1,81	1,34
Вологда	2,06	2,60	2,05	1,54	1,85	1,60
Киров	2,26	1,90	2,11	1,70	2,59	1,95
Свердловск	2,47	2,07	1,63	1,41	2,33	1,90
Красноярск	1,59	1,44	1,28	1,03	1,68	1,36
Омск	2,17	1,56	2,06	1,41	2,32	1,78
Саратов	2,03	1,81	1,57	1,47	2,01	1,81
Акмолинск	2,78	2,06	2,30	1,83	2,38	1,46
Гурьев	1,86	1,95	1,77	1,45	2,16	1,50
Симферополь	1,69	1,81	1,07	1,15	1,76	1,29
Чурук	2,18	1,69	1,54	1,15	2,43	1,40

чин σ_d от 1,5 до 3° и σ_n от 1,5 до 2,5°. Зная пределы изменения σ_d , σ_n , можно по формуле [7] рассчитать возможные ошибки T_d , T_n по заданным величинам периодов наблюдений n . Результаты расчетов представлены на рис. 2 и в табл. 3. Точность определения средних T_d , T_n возрастает с уменьшением σ_d , σ_n и с увеличением периода наблюдений n . Наиболее интенсивно погрешности T_d , T_n уменьшаются с увеличением периода наблюдений от 2 до 25 лет (более чем в три раза). С увеличением периода наблюдений свыше 25 лет погрешности средней уменьшаются при всех значениях медленно и сравнительно мало. Возможные значения T_d , T_n в интервале $\pm\sigma$ от нормы наблюдаются в 65—70% всех лет. Интервал в $\pm 2\sigma$ охватывает все возможные отклонения дневных и ночных температур с обеспеченностью 95%. Поэтому целесообразно при оценке погрешности средней учитывать не только абсолютные отклонения от нормы, но и обеспеченность самой погрешности [7]. Из табл. 3 видно, что погрешности средних T_d , T_n , вычисленные

период наблюдений 20—25 лет в интервале $\pm\sigma$ от 0,5 до 3°, составляют 0,1—0,6°. Для $\pm 2\sigma$, изменяющихся от 1 до 6° и охватывающих с 95%-ной обеспеченностью все возможные отклонения температуры от нормы, ошибки вычисления средних T_d , T_n за тот же период наблюдений возрастают до 0,2—1,1°. На территории

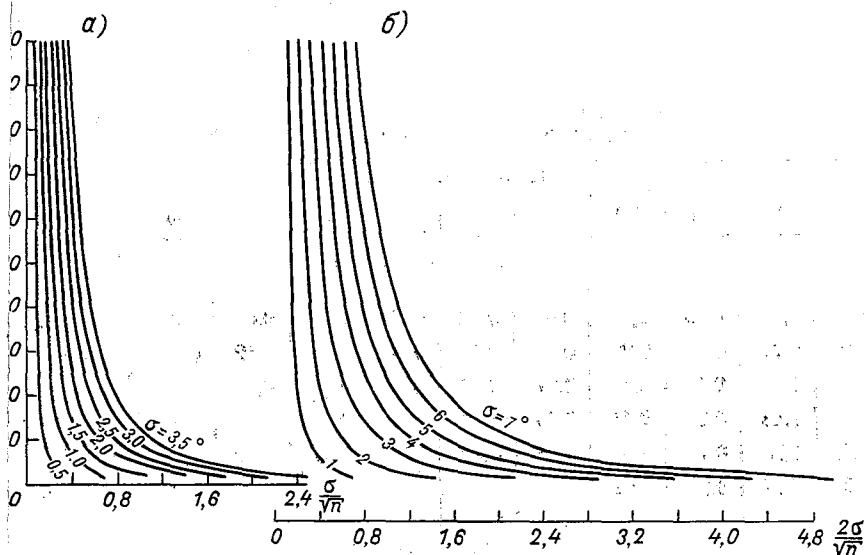


Рис. 2. Зависимость погрешности вычисления средних дневных и ночных температур воздуха от длины ряда с обеспеченностью 68% (а) и 95% (б).

СССР указанные пределы погрешности средних T_d , T_n заметно варьируют в соответствии с географической и сезонной изменчивостью σ_d , σ_n . Наибольшие ошибки в определении средних характерны для переходных сезонов и районов с неустойчивой погодой.

Возникает вопрос, достаточно ли точность и надежность определения средних дневных и ночных температур по рядам наблюдений за 20—25 лет. Во всех случаях целесообразная точность не должна превышать показатель неоднородности рядов, т. е. систематические погрешности, которые никогда не удается до конца устранить. По данным Будыко М. И. и Дроздова О. А. [2], неоднородность рядов наблюдений по температуре воздуха характеризуется $\pm 0,2^\circ$. Стремиться к большей статистической точности не имеет смысла. Полученная точность вычисления T_d , T_n за период наблюдений 20—25 лет порядка 0,1—0,6° представляется достаточной для решения различных прикладных задач в агро- и биоклиматологии. В самом деле, при фоновом картировании T_d , T_n изолинии можно провести в равнинной части СССР с интервалом в 1° , а в горах — с интервалом в 2° , т. е. с точностью $\pm 0,5$ — 1° . Надежную оценку микроклиматической изменчивости T_d , T_n возможно сделать с точностью

$\pm 1^\circ$. Полученный вывод согласуется с рядом исследований, в которых использование средних значений ряда климатических параметров, полученных за 20—25-летний период наблюдений, для решения различных задач в прикладной климатологии признается вполне допустимым [3, 4, 7, 15]. Эти данные с достаточной для практики точностью могут экстраполироваться на ближайшие годы.

Таблица

**Погрешности средних дневных и ночных температур воздуха
в зависимости от периода наблюдений**

σ°	Период наблюдений n лет										
	2	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Обеспеченность 68%											
0,5	0,36	0,16	0,11	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
1,0	0,71	0,31	0,22	0,18	0,16	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,10
1,5	1,07	0,47	0,33	0,27	0,24	0,21	0,19	0,18	0,17	0,16	0,15
2,0	1,43	0,62	0,44	0,36	0,32	0,28	0,26	0,24	0,22	0,21	0,20
2,5	1,78	0,78	0,56	0,45	0,40	0,35	0,32	0,30	0,28	0,26	0,25
3,0	2,14	0,94	0,67	0,55	0,48	0,42	0,39	0,36	0,34	0,32	0,30
Обеспеченность 95%											
0,5	0,71	0,31	0,22	0,18	0,16	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,10
1,0	1,43	0,62	0,44	0,36	0,32	0,28	0,26	0,24	0,22	0,21	0,20
1,5	2,14	0,94	0,67	0,55	0,48	0,42	0,39	0,36	0,34	0,32	0,30
2,0	2,86	1,25	0,89	0,73	0,63	0,56	0,51	0,48	0,45	0,42	0,40
2,5	3,57	1,56	1,11	0,91	0,79	0,70	0,65	0,60	0,56	0,53	0,50
3,0	4,28	1,88	1,33	1,09	0,95	0,84	0,78	0,71	0,67	0,63	0,60

Определение T_d , T_n прямым способом является трудоемкой операцией, так как он требует обращения к исходным данным наблюдений по суточному ходу температуры воздуха. Поэтому в целях уплотнения климатологической информации и упрощения расчетов предлагается косвенный метод вычисления T_d , T_n , основанный на использовании массовых данных по известным климатическим показателям, опубликованных в Справочнике по климату СССР [13]. Для этих целей составлена серия новых графиков зависимости между T_d и средним максимумом температуры воздуха $T_{\max}$, T_n и средним минимумом температуры воздуха $T_{\min}$ за период апрель — октябрь. При построении графиков связи использовались данные по T_d , T_n , полученные прямым методом, более чем для 450 станций, равномерно освещающих территорию СССР. В каче-

ве иллюстрации на рис. 3 приводится один из таких рабочих графиков, из которого видно, что высокая теснота связи характерна для различных физико-географических районов СССР, значительно отличающихся по макроклимату. Исключение представляют горные районы, а также районы вечной мерзлоты, где полученные зависимости нуждаются в уточнении. Установленные зависимости

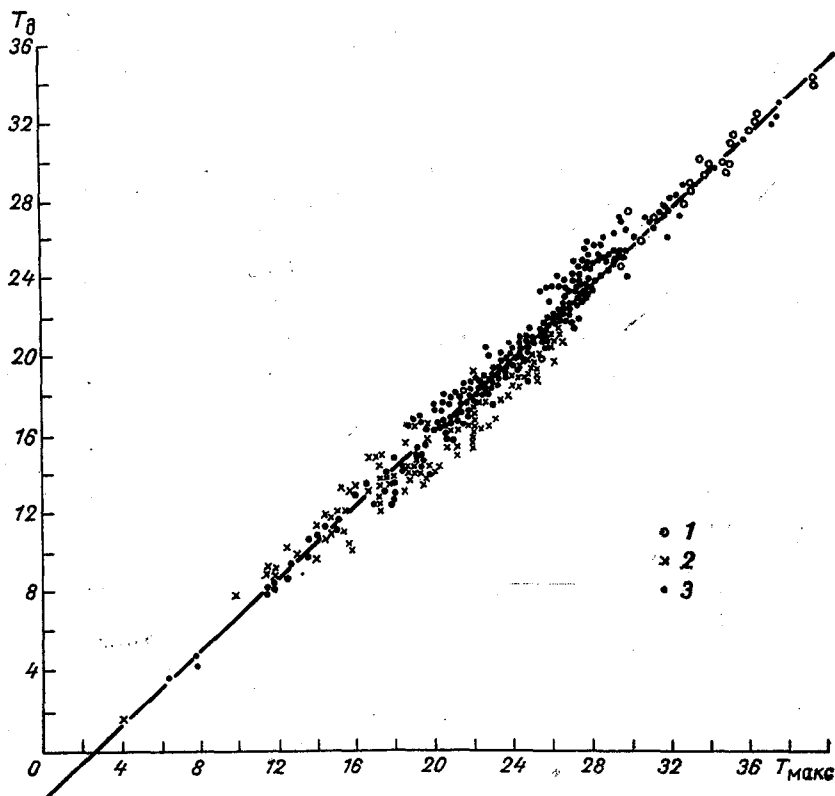


Рис. 3. Зависимость между средней дневной T_d и средней максимальной температурой воздуха $T_{\max}$. Июль.

1 — Средняя Азия, 2 — АТС, 3 — ЕТС.

между рассматриваемыми термическими показателями линейно определяются уравнениями регрессии вида

$$T_d = aT_{\max} + b, \quad (11)$$

$$T_n = a_1T_{\min} + b_1, \quad (12)$$

где зависимыми переменными, которые надо вычислить, будут T_d , T_n ; a , a_1 , b , b_1 — постоянные величины, зависящие от единиц измерения, в которых выражены соответственно T_d и $T_{\max}$, T_n и $T_{\min}$, а также от тесноты связи между ними.

Для нахождения уравнений связи теоретическим путем был вычислен ряд статистических параметров для обоих видов зависимостей за период апрель — октябрь. Расчет средних квадратических отклонений по $y(T_d, T_n)$ и $x(T_{\max}, T_{\min})$ выполнен по формулам (9, 10). Мерой тесноты связи между двумя переменными слу-

Таблица

Статистические параметры уравнений связи $T_d(y)$ с $T_{\max}(x)$ и их точность

Месяц	r	σ_r	E_r	σ_d	σ_n	$T_d = a T_{\max} + b$	S_y	$S_{\max}$
Апрель	0,98	0,002	0,00134	6,6	6,7	$T_d = 0,96 T_{\max} - 3,5$	$\pm 1,2$	$\pm 3,7$
Май	0,99	0,001	0,00067	6,6	7,0	$T_d = 0,93 T_{\max} - 3,1$	$\pm 0,9$	$\pm 2,8$
Июнь	0,98	0,002	0,00134	5,4	5,8	$T_d = 0,91 T_{\max} - 2,5$	$\pm 1,1$	$\pm 3,2$
Июль	0,97	0,003	0,00201	5,1	5,4	$T_d = 0,91 T_{\max} - 2,2$	$\pm 1,2$	$\pm 3,6$
Август	0,99	0,001	0,00067	5,3	5,4	$T_d = 0,97 T_{\max} - 3,2$	$\pm 0,7$	$\pm 2,2$
Сентябрь	0,98	0,002	0,00134	5,5	6,0	$T_d = 0,90 T_{\max} - 2,0$	$\pm 1,0$	$\pm 3,1$
Октябрь	0,99	0,001	0,00067	7,2	7,5	$T_d = 0,95 T_{\max} - 2,7$	$\pm 1,0$	$\pm 3,0$

жит коэффициент корреляции, который был вычислен по видоизмененной формуле, удобной для практического использования при большом объеме выборки [1, 14]

$$r = \frac{n \sum xy - \sum x \sum y}{\sqrt{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \sqrt{n \sum y^2 - (\sum y)^2}} \quad (13)$$

Путем решения известного из аналитической геометрии уравнения прямой регрессии вычислены постоянные величины a , a_1 , b , b_1 уравнений (11), (12). Результаты расчетов представлены в табл. 4, 5, из которых видно, что коэффициенты корреляций связей T_d

Таблица

Статистические параметры уравнений связи $T_n(y)$ с $T_{\min}(x)$ и их точность

Месяц	r	σ_r	E_r	σ_n	$\sigma_{\min}$	$T_n = a_1 T_{\min} + b_1$	S_y	$S_{\max}$
Апрель	0,99	0,001	0,00067	6,5	7,0	$T_n = 0,91 T_{\min} + 3,0$	$\pm 0,9$	$\pm 2,7$
Май	0,98	0,002	0,00134	5,8	5,7	$T_n = 0,98 T_{\min} + 3,1$	$\pm 1,2$	$\pm 3,5$
Июнь	0,96	0,004	0,00268	4,7	4,4	$T_n = 1,03 T_{\min} + 2,4$	$\pm 1,3$	$\pm 3,9$
Июль	0,96	0,004	0,00268	4,0	4,0	$T_n = 0,96 T_{\min} + 3,2$	$\pm 1,1$	$\pm 3,4$
Август	0,97	0,003	0,00201	4,6	4,3	$T_n = 1,04 T_{\min} + 2,0$	$\pm 1,1$	$\pm 3,3$
Сентябрь	0,97	0,003	0,00201	5,0	4,8	$T_n = 1,01 T_{\min} + 2,7$	$\pm 1,2$	$\pm 3,7$
Октябрь	0,99	0,001	0,00067	6,8	6,7	$T_n = 1,01 T_{\min} + 2,6$	$\pm 0,6$	$\pm 1,8$

$T_{\max}$ и $T_{\text{н}}$ с $T_{\min}$ остаются все месяцы весьма высокими ($r = 0,96-0,99$), особенно в дневное время. Средние квадратические ошибки коэффициентов корреляции $\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}$ и вероятные ошибки $E = 0,67 \sigma_r$ весьма малы.

Вполне закономерно, что σ_y , σ_x , показывающие рассеяние возможных значений $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$, $T_{\max}$, $T_{\min}$ за счет пространственной изменчивости их, значительно превосходят по своей величине значения $\sigma_{\text{д}}$, $\sigma_{\text{н}}$ (см. табл. 2), характеризующих временное, т. е. за отдельные годы, рассеивание дневных и ночных температур по сравнению с нормой. Днем изменчивость температур больше, чем ночью, а исключением ранней весны, когда соотношения меняются на обратные. Наименьшие величины ночных и дневных σ наблюдаются летом и составляют 4—5,5°, а весной и осенью с нарастанием неустойчивости погодных условий на большей части территории СССР соответствующие значения σ достигают 6—7°.

Известно, что отношение $\frac{r}{\sigma_r} > 3$ характеризует надежность выборочного коэффициента корреляции. Нетрудно видеть, что это отношение $\frac{r}{\sigma_r}$ во всех случаях на несколько порядков больше трех. Следовательно, рассчитанные коэффициенты корреляции r большей надежностью отображают искомую связь $T_{\text{д}}$ с $T_{\max}$, $T_{\text{н}}$ с $T_{\min}$, которая представлена в виде системы уравнений. Как следует из табл. 4 и 5, коэффициенты a , a_1 , b , b_1 сравнительно мало отличаются от месяца к месяцу. Однако не считаться с этими различиями нельзя. Поэтому при расчете $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$ с достаточной для практических целей точностью целесообразно пользоваться соответствующими уравнениями для конкретного месяца. Для простоты расчета удобнее пользоваться теоретическими или эмпирическими (анализ показал хорошее их согласование) линиями зависимости, которых легко, зная $T_{\max}$, $T_{\min}$, можно снимать соответствующие значения $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$. На рис. 4 представлены теоретические линии зависимости, построенные по найденным уравнениям связи для типовых месяцев, характеризующих весну, лето, осень. Здесь показаны эмпирические линии зависимости между температурой воздуха в 13 час. (T_{13}) и дневной температурой, уточненные за счет привлечения массовых материалов наблюдений на 450 станциях. Внутренние связи термических характеристик суточного хода температуры воздуха весьма устойчивы во времени, поэтому каждый из трех типов зависимостей представлен в виде тесного пучка линий.

Представление о точности косвенного метода расчета $T_{\text{д}}$, $T_{\text{н}}$ дают последние две графы табл. 4 и 5. Средняя ошибка уравнений регрессии y по x рассчитана по формулам вида

$$S_y = \pm \sigma_y \sqrt{1 - r^2}. \quad (14)$$

Точность расчета $T_{\text{д}}$ по уравнениям связи в разные месяцы составляет $\pm 0,7 - \pm 1,2^\circ$, а $T_{\text{н}}$ соответственно — $\pm 0,6 - \pm 1,3^\circ$. Такая точность представляется вполне приемлемой для решения различ-

ных прикладных задач. Максимально возможная величина ошибки расчета T_d , T_n в три раза больше средней ошибки: $S_{\max} = 3 S_y$.

Значительно уточнена ранее установленная автором [8] прямая линейная зависимость между T_d и T_{13} . Для каждого месяца с апреля по октябрь были заново построены соответствующие графики

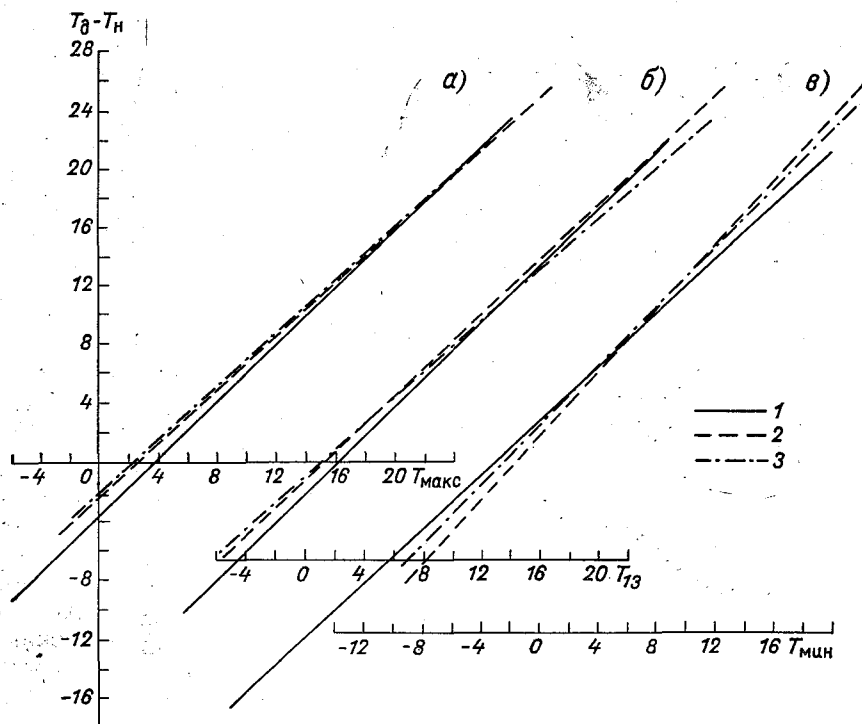


Рис. 4. Теоретические линии зависимости между термическими показателями дня и ночи: T_d и $T_{\max}$ (а); T_d и T_{13} (б); T_n и $T_{\min}$ (в).
1 — май; 2 — июль; 3 — сентябрь.

связи с привлечением большого объема фактических данных и найдены уравнения линейной регрессии:

$$\text{Апрель} \quad T_d = 0,97 T_{13} - 2,0 \quad (15)$$

$$\text{Май} \quad T_d = 0,94 T_{13} - 1,2 \quad (16)$$

$$\text{Июнь} \quad T_d = 0,92 T_{13} - 1,0 \quad (17)$$

$$\text{Июль} \quad T_d = 0,93 T_{13} - 1,0 \quad (18)$$

$$\text{Август} \quad T_d = 0,94 T_{13} - 0,9 \quad (19)$$

$$\text{Сентябрь} \quad T_d = 0,90 T_{13} - 0,9 \quad (20)$$

$$\text{Октябрь} \quad T_d = 0,94 T_{13} - 1,3 \quad (21)$$

Используя аналитические выражения (15)—(21) или построенные по ним линии зависимости, можно легко вычислить T_d , зная T_n . Точность косвенного расчета T_d в этом случае примерно такая же, как при использовании уравнений связи T_d с $T_{\max}$. Установленные количественные связи T_d с T_{13} оказались полезными при аэрологических климатологических расчетах дневной температуры действующей поверхности по соответствующей температуре в 13 час. [10, 11].

Предложенный метод косвенного расчета T_d , T_n , основанный на использовании системы уравнений регрессии или графиков зависимости, позволяет быстро и надежно вычислять дневные и ночные температуры воздуха на большей части равнинной и холмистой территории СССР. Исключения представляют горные районы, для которых целесообразно провести специальные разработки по уточнению метода расчета. Значительные отклонения возможны также для пунктов, находящихся в особо сложных условиях по местоположению: замкнутые котловины, открытые вершины, острова, мысы морей и крупных озер, обильно орошаемые оазисы и др. Основанный метод расчета T_d , T_n был использован для получения аэрологических материалов по этим показателям более чем для 100 станций. Полученные данные использовались для составления серии климатических карт распределения T_d , T_n на территории СССР в теплое время года.

Изложенная методика расчета дневных и ночных температур воздуха может найти применение при решении различных прикладных задач. В частности, она может быть полезна для вычисления T_d , T_n по ежегодным данным, а также по материалам за более короткие периоды осреднения, включая ежедневные данные, что особенно важно при камеральной обработке экспериментальных микроклиматических наблюдений по суточному ходу температуры воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

- Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1963, 398 с.
- Будыко М. И., Дроздов О. А. О применении осреднения в климатологических исследованиях.— «Метеорология и климатология», № 10, 1966, с. 3—6.
- Гольдберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними в СССР.— «Труды ГГО», 1949, вып. 17(79), 114 с.
- Заварина М. В. О точности норм температуры воздуха.— «Труды ГГО», 1967, вып. 210, с. 92—108.
- Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик. Л., Гидрометеоиздат, 1971, 192 с.
- Лебедев А. Н. Надежность некоторых характеристик тропического климата.— «Метеорология и гидрология», 1972, № 8, с. 46—53.
- Лебедев А. Н. Некоторые особенности термического режима Африки.— «Труды ГГО», 1965, вып. 182, с. 94—112.
- Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., Гидрометеоиздат, 1962, 198 с.

9. Мищенко З. А. Особенности дневного и ночного режима температуры воздуха летом.— В кн.: Микроклимат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 114—138.
10. 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., Гидрометеиздат, 1970, с. 92—112.
11. Мищенко З. А. О разно-масштабном картировании термических характеристик дня с учетом рельефа.— «Труды ГГО», 1972, вып. 288, с. 29—43.
12. Руководство по актинометрическим наблюдениям. Л., Гидрометеиздат, 1971, 121 с.
13. Справочник по климату СССР. Вып. 1—34, ч. II., Л., Гидрометеиздат, 1966.
14. Уланова Е. С., Сиротенко. Применение математической статистики в агрометеорологии для нахождения уравнений связи. Л., Гидрометеиздат, 1968, 194 с.
15. Enger J. Optimum length of record climatological estimates of temperature.— „G. Geoph. Res”, 1959, v. 64, No 7. July.

СОДЕРЖАНИЕ

Х. Каринг, Я. О. Иыги. К методике составления и анализа крупномасштабных комплексных микроклиматических карт при помощи ЭВМ	3
Н. Романова. Методика исследования влажности почвы в условиях холмистого рельефа ЭССР	17
А. Гольцберг. Мезо- и микроклиматические особенности окрестностей Ленинграда	25
Н. Романова. Изменение испаряемости на склонах различных экспозиций и крутизны на территории СССР	35
Х. Каринг. Оценка влагообеспеченности многолетних трав на легких минеральных почвах Эстонской ССР	48
И. Мяэталу. Влияние увлажнения почвы и азотного питания на ассимиляцию элементов минерального питания в посевах тимopheевки луговой	58
Э. Инт, П. Х. Кыйва. О влиянии осушения на водный режим почвы и формирование урожая ячменя	63
И. Инт. К вопросу об изменчивости составляющих теплового баланса на осушенных минеральных почвах в Эстонской ССР	70
В. Лехтвеер. К методике определения теплового потока в почву	78
Н. Адаменко. Влияние искусственного изменения поверхности почвы на ее тепловой режим в бассейне р. Хатанги	87
Н. Адаменко, Н. В. Ловелиус. Сезонное оттаивание многолетнемерзлых грунтов в бассейнах р. Пясины и р. Хатанги (Таймыр)	98
Н. Адаменко. Изменение микроклимата и факторов, его определяющих, под влиянием мелиорации болотных массивов при разработке торфяных месторождений	107
Г. Васильева, Т. А. Голубова. Погодные условия в связи с некоторыми особенностями микроклимата	120
А. Мищенко. О методах расчета дневных и ночных температур воздуха и их точности	139

Труды ГГО, вып. 339

Микроклиматология

Редактор З. Н. Пильникова
Техн. редактор Г. В. Ивкова
Корректор Г. С. Макарова

Сдано в набор 30/XI 1973 г. Подписано к печати 7/V 1974 г.
М-06270. Формат 60×90^{1/16}, бум. тип. № 1. Печ. л. 10.
Уч.-изд. л. 10,6. Тираж 500 экз. Индекс АЛ-132. Заказ 941.
Цена 74 коп.

Гидрометеиздат, 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Мини-
стров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42