

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ТРУДЫ

ВЫПУСК 264

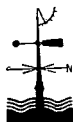
06
Т 78

МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

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

240522

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1970

Сборник содержит статьи, посвященные вопросам приземных инверсий температуры воздуха в разных районах СССР, картирования микроклиматических показателей (увлажнения почвы, ряда термических характеристик) по мелиорации микроклимата и по изучению фитоклимата некоторых сельскохозяйственных культур.

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

Л. Г. ВАСИЛЬЕВА и Т. А. ГОЛУБОВА

ПРИЗЕМНАЯ ИНВЕРСИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В РАЗНЫХ РАЙОНАХ СССР

Инверсионное распределение температуры воздуха, т. е. повышение ее с высотой, является нормальным состоянием приземного слоя воздуха для ночи. В течение всего года на территории Советского Союза почти каждую ночь, а на севере страны зимой в 50% случаев наблюдаются круглосуточные инверсии. На образование их большое влияние оказывают погодные условия (облачность и ветер), наличие и характер адвекции, состояние подстилающей поверхности, особенности местоположения и др. В зависимости от времени года и суток адвекция усиливает или разрушает инверсию. Так, зимой вторжение холодных воздушных масс на холодную подстилающую поверхность препятствует образованию инверсий, теплая адвекция способствует их образованию.

Являясь препятствием для развития вертикального движения в атмосфере, слои инверсии способствуют концентрации промышленных и других вредных примесей в воздухе.

В данной работе рассмотрена повторяемость инверсий на территории СССР в нижнем двухметровом слое воздуха. Для характеристики повторяемости инверсий использован материал 49 станций, расположенных в разных частях Советского Союза.

Инверсия температуры воздуха определялась по разности температур поверхности почвы (по напочвенному термометру) и воздуха на высоте двух метров в метеорологической будке.

Инверсия температуры воздуха в двухметровом слое может наблюдаться даже при сильных ветрах и сплошной облачности, вне зависимости от температуры воздуха. Поэтому повторяемость инверсий была вычислена при разных сочетаниях облачности и скорости ветра. Вычисления проведены для четырех сроков наблюдений (19, 1, 7, 13 час.) каждого месяца, а также в целом за сутки с инверсией за период с июля 1959 г. по декабрь 1965 г. Построены карты распределения инверсии на территории СССР для нормальных инверсионных условий. Под нормальной инверсией понимается повышение температуры ночью в слое между поверхностью почвы

Таблица 1

Повторяемость инверсий за 18-летний и 5—7-летние периоды (%). Рига

Месяц	Сроки наблюдения	1948—1965 гг.				1947—1951 гг.				1952—1956 гг.				1957—1961 гг.				1961—1965 гг.				Июль 1959 г. — декабрь 1965 г.					
		Нижняя облач- ность, баллы		Общая повто- ряемость		Нижняя облач- ность, баллы		Общая повто- ряемость		Нижняя облач- ность, баллы		Общая повто- ряемость		Нижняя облач- ность, баллы		Общая повто- ряемость		Нижняя облач- ность, баллы		Общая повто- ряемость		Нижняя облач- ность, баллы		Общая повто- ряемость			
		0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10	0—2	8—10		
		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.		Скорость вет- ра, м/сек.	
		0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая	0—5	любая
Январь	19	17	47	74	71	15	49	76	73	13	53	76	73	14	51	76	73	16	50	76	76	16	50	76	76		
	1	16	45	68	72	14	46	66	64	14	43	66	64	6	50	69	64	15	49	70	70	15	49	70	70		
	7	13	48	66	67	11	44	65	64	10	43	65	64	12	44	67	64	13	42	65	65	13	42	65	65		
	13	9	34	49	42	8	29	44	53	6	40	44	53	7	40	55	53	7	40	54	54	7	40	54	54		
Апрель	19	33	27	79	76	29	28	77	79	28	14	77	79	37	24	80	79	37	27	81	81	37	27	81	81		
	1	42	23	76	75	37	36	82	76	32	14	82	76	46	24	77	76	47	25	78	78	47	25	78	78		
	7	24	13	50	50	21	21	48	43	25	16	48	43	22	19	49	43	28	16	52	52	28	16	52	52		
	13	2	7	13	24	3	8	13	6	1	4	13	6	1	3	5	6	1	5	7	7	1	5	7	7		
Июль	19	5	3	12	17	6	4	11	10	4	2	11	10	2	—	3	10	2	7	1	1	7	1	1	1		
	1	48	19	79	68	39	19	86	77	55	15	86	77	51	28	80	77	44	20	80	80	44	20	80	80		
	7	1	2	4	2	0	1	2	2	0	1	2	2	2	3	5	2	1	4	5	5	1	4	5	5		
	13	—	—	—	1	0	1	1	0	0	0	1	0	—	—	—	0	—	0	0	0	0	0	0	0		
Октябрь	19	26	55	88	89	27	45	90	84	25	46	90	84	35	40	88	84	29	45	86	86	29	45	86	86		
	1	27	40	80	75	26	44	84	78	31	36	84	78	30	38	82	78	29	40	82	82	29	40	82	82		
	7	18	42	73	72	17	42	75	71	21	39	75	71	16	28	72	71	18	39	71	71	18	39	71	71		
	13	1	13	19	33	3	13	18	16	0	13	18	16	1	8	11	16	0	8	10	10	0	8	10	10		

и высотой 2 м порядка 2,5—3,0° для ЕТС и до 3,0—4,5° на АТС в условиях открытого ровного места.

Для оценки надежности 6—7-летнего периода (июль—1959 г.—декабрь 1965 г.) было произведено сравнение повторяемости инверсий, полученных по этому и 18—19-летнему периоду, а также по 5-летиям, входящим в этот период. Обработка сделана по станциям Рига и Солянка, находящимся в различных климатических условиях (табл. 1 и 2). Результаты вычислений показали, что повторяемость инверсий, вычисленная по 5—7-летним и 18—19-летним

Таблица 2

Повторяемость инверсий за 19-летний (1) и 6—7-летние (2) периоды (%).
ст. Солянка

Сроки наблюдений	I		IV		VII		X	
	1	2	1	2	1	2	1	2
19	93	86	82	84	7	5	78	81
1	88	86	83	83	86	88	77	78
7	89	82	—	—	2	2	73	70
13	—	—	14	17	5	1	15	21

рядам, мало различается, и для вычисления повторяемости инверсий достаточно использовать 5—7-летние ряды. Наибольшие различия для общей повторяемости инверсий в 19, 1 и 7 час. не превышают ± 5 —7% даже для ст. Рига, где колебания погодных условий по отдельным годам велики. Для повторяемости инверсий в 13 час. эти отклонения несколько больше $\pm 10\%$. Такие же отклонения получены и для повторяемости инверсий по отдельным типам погоды, что вероятно обусловлено меньшим числом случаев (табл. 1).

Зимой большая часть территории Союза покрыта устойчивым снежным покровом. При непрерывных морозах наличие снега способствует понижению температуры приземного воздуха. Это зависит от большой шероховатости снежной поверхности, т. е. от увеличения площади, излучающей тепло, по сравнению с гладкой поверхностью льда и менее шероховатой поверхностью большинства почв. На большую роль снежного покрова в образовании инверсий указывал А. И. Воейков [2]. Он отмечал, что снежный покров влияет на образование инверсий не только ночью и рано утром, но и днем.

Как показали вычисления авторов, а также наблюдения Э. Ю. Безуглой [1] на ст. Внуково под Москвой, на всей территории СССР в зимние месяцы число инверсий уменьшается. К этому приводит, вероятно, сильное выхолаживание всего двухметрового слоя воздуха над поверхностью снега, вследствие чего нижняя граница инверсии может подниматься выше уровня 2 м.

Частые холодные вторжения на большей части Советского Союза также приводят к уменьшению числа инверсий. Не исключено, что такое уменьшение в холодное время года связано с некоторым

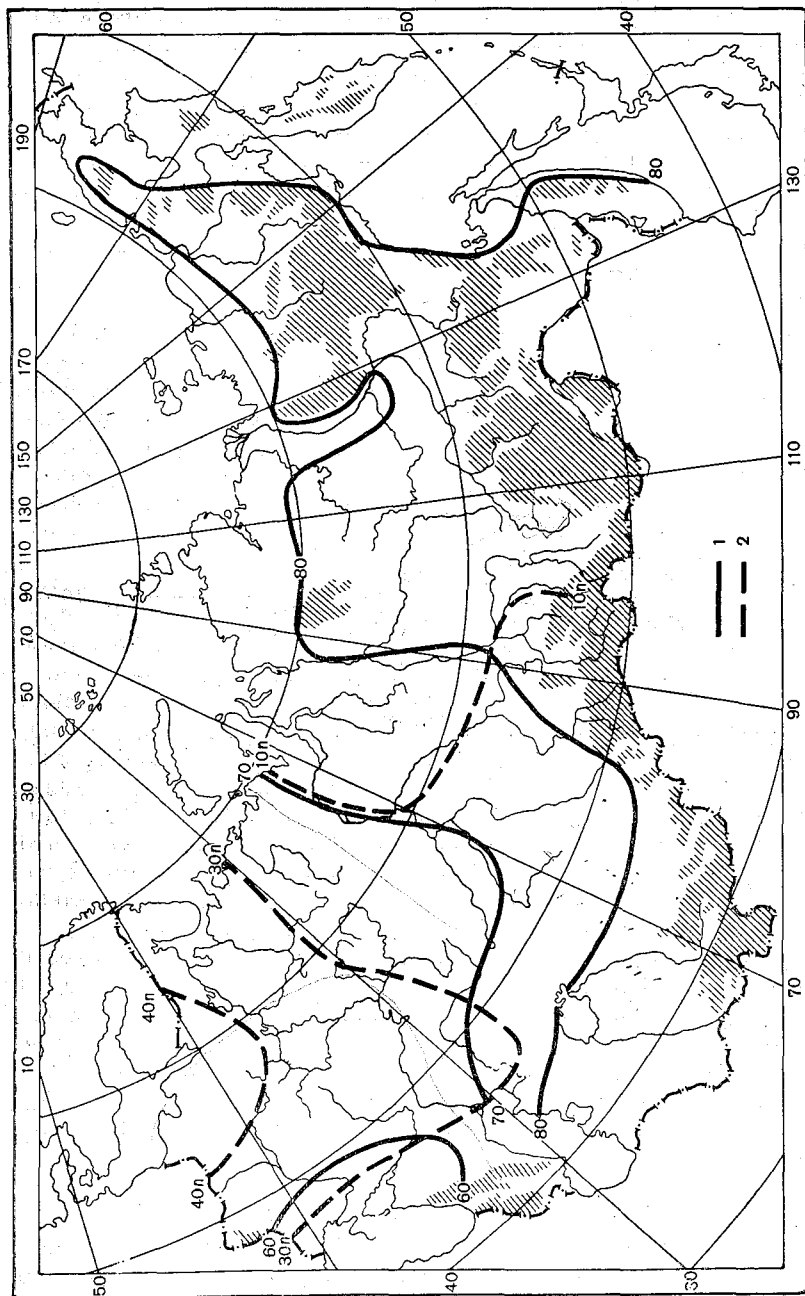


Рис. 1. Повторяемость инверсии (%) в январе в 1 час.

1 — повторяемость общего числа инверсий, 2 — повторяемость числа инверсий при нижней облачности 8 — 10 баллов.

завышением температуры поверхности снега при измерениях ртутным термометром. Весной, в период снеготаяния, наблюдается увеличение числа снежных инверсий, возникающих в результате сильного выхолаживания нижних слоев воздуха при затрате тепла на таяние снега. В северных и центральных районах в период снеготаяния повторяемость инверсий увеличивается на 10—20%, в южных при меньшей высоте и плотности снежного покрова не более чем на 5—10%.

В зимние месяцы ночью (1 час.) на большей части территории СССР повторяемость инверсий составляет 70—80% (рис. 1). В юго-западных районах ЕТС с неустойчивым снежным покровом повторяемость их снижается до 50—60%. Основное число инверсий образуется при малооблачной погоде.

В западных и северо-западных районах ЕТС, отличающихся развитой циклонической деятельностью, обуславливающей усиление ветра и значительную облачность, наблюдается уменьшение числа радиационных инверсий. В этих районах в зимние месяцы значительное число инверсий образуется за счет адвективного притока тепла на холодную подстилающую поверхность. При общей повторяемости 70—80% вклад радиационных инверсий составляет здесь 40—50%, а инверсий, наблюдаемых при пасмурной ветреной погоде, 20—40%.

Территорию Восточной Сибири в холодное время года охватывает антициклон, который начинает формироваться с сентября. Вся Сибирь зимой представляет собой область мощных инверсий, возникающих под влиянием радиационных и циркуляционных факторов и пересеченности рельефа. К таким исключительно инверсионным районам относятся Оймяконская и Верхоянская впадины, холодные долины и котловины на Восточно-Сибирском плоскогорье к западу от Лены, Тувинская котловина и др. Для характеристики повторяемости инверсий в этих районах выбраны станции Оймякон, Верхоянск и Кызыл. Вычисления показали, что повторяемость инверсий в слое 0—2 м, по данным этих станций, составляет ночью в зимние месяцы лишь 50—70%, т. е. значительно меньше, чем в других менее инверсионных районах (табл. 3).

Как указано выше, наличие снежного покрова может привести к сглаживанию вертикальных градиентов температуры воздуха в нижнем слое, вследствие чего число инверсий в этом слое уменьшено. Наиболее ярко это проявляется в районах Восточной Сибири при устойчивой антициклональной погоде и сильно изрезанном рельефе. Однако на картах использованного масштаба выделить отдельные резко инверсионные местоположения не представляется возможным.

И. А. Гольцберг [3] отмечает, что и в теплую половину года в ясные ночи в долинах и котловинах разность температуры поверхности почвы и воздуха часто оказывается очень незначительной в силу того, что слой охлажденного воздуха, притекающего со склонов и верхних частей самой долины, значительно превышает

2 м, и граница слоя инверсии поднимается выше уровня метеорологической будки.

То же явление наблюдается на лесных полянах, где слой охлажденного воздуха пополняется стоком с поверхности крон окружающего поляну леса и застоем его. По данным экспедиций ГГО, уменьшение вертикального градиента температуры воздуха

Таблица 3

Повторяемость инверсий в Оймяконе и Николаевском в 1 час. (%)

Станция	IX	X	XI	XII	I	II	III
Оймякон	58	43	48	48	62	71	91
Николаевское	82	81	62	74	72	86	92

наблюдается также в нижних частях склонов в Казахском мелко-сопочнике и в среднегорном рельефе Забайкалья. По-видимому, наличие небольших градиентов температуры воздуха в нижнем слое мощной инверсии можно считать характерным для всех резк инверсионных местоположений.

В летние месяцы развиваются в основном радиационные инверсии, их повторяемость составляет 80—90% на всей территории СССР (рис. 2). Число инверсий теплого воздуха невелико и лишь в августе на северо-западе ЕТС составляет 10—20%.

Повторяемость инверсий увеличивается с севера на юг, что обусловлено ростом числа ясных ночей в этом направлении. В [6] приведена карта повторяемости ясных ночей за вегетационный период. В южных районах страны во все ясные ночи образуются радиационные инверсии. На северо-западе и севере ЕТС повторяемость общего числа инверсий несколько больше числа ясных ночей за счет инверсий теплого воздуха.

В оазисах Средней Азии возникновение значительного числа инверсий связано с орошением сельскохозяйственных полей, на которых при мощном развитии травостое часто наблюдаются круглосуточные инверсии, особенно на полях, окруженных лесными полосами. Наличие круглосуточных инверсий на орошаемых полях Средней Азии отмечено рядом авторов.

В засушливых районах Центрально-Черноземной полосы, в сухих степях Заволжья и южных районах Украины даже на небольших площадях орошаемых полей при эпизодических поливах и после обильного дождя также отмечаются круглосуточные инверсии [7].

На осушенных болотах, по данным И. А. Гольцберг [4], возможны частые глубокие инверсии. Большое их число на осушенных болотах является следствием плохой теплопроводности сухого торфа и резко ослабленного турбулентного обмена в приземных слоях воздуха ночью.

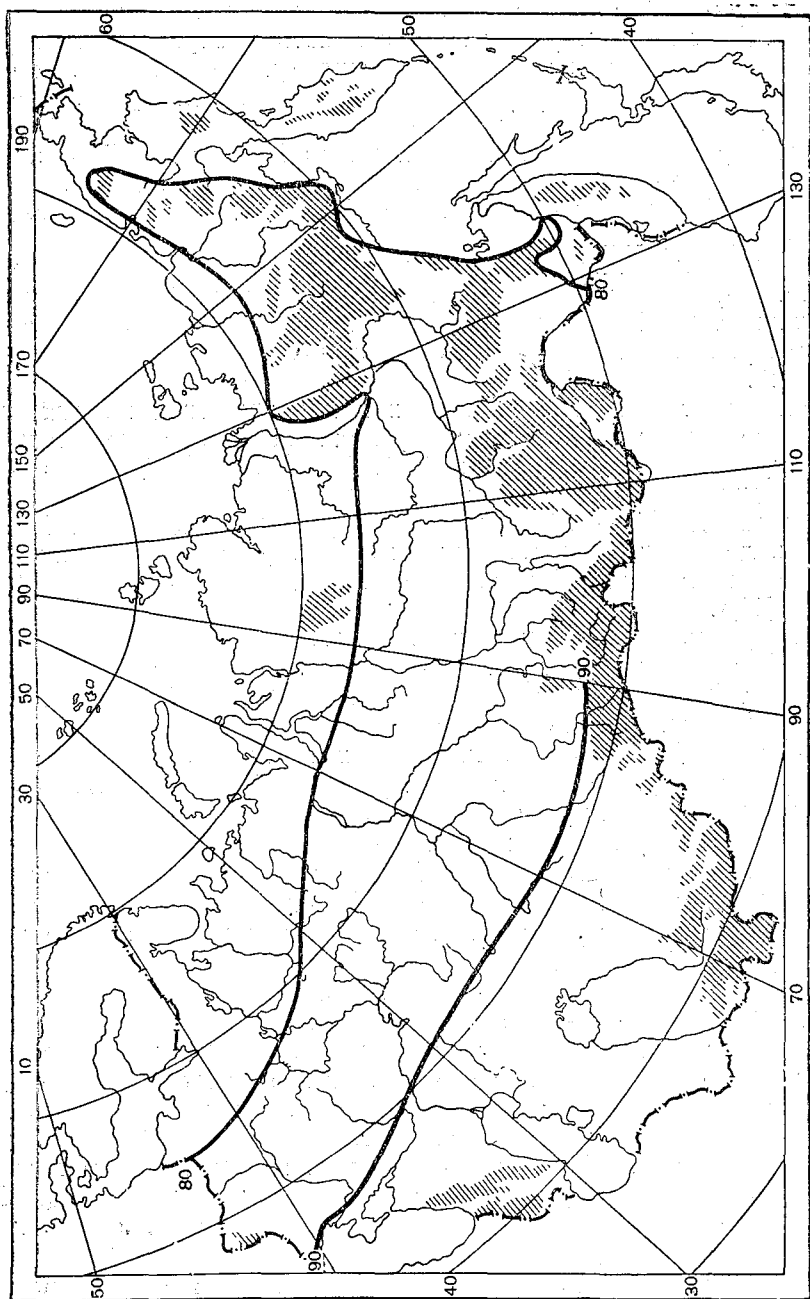


Рис. 2. Повторяемость общего числа инверсий (%) в июле в 1 час.

По исследованиям И. Г. Перелета [9], в Одессе на теплых побережьях морей летом благодаря соседству водной поверхности и суши приземные инверсии могут возникать и сохраняться в течение дня и даже целых суток. Проведенные им статистические исследования показывают, что инверсионное распределение температуры воздуха днем в прибрежной полосе является довольно частым явлением. Инверсии наблюдаются обычно в 52—55% числа дней теплого времени года. Основное их число создают бризы, которые обеспечивают появление 39—49% общего числа дневных приземных инверсий.

Определенный интерес представляют данные о продолжительности инверсий, точно учесть которую по срочным наблюдениям затруднительно. На основании времени образования и разрушения инверсий можно рассчитать возможную длительность ночных инверсий.

Как известно, начало образования и разрушения ночных инверсий совпадает со временем перехода радиационного баланса через нуль. По исследованиям С. А. Сапожниковой [12], переход радиационного баланса через нуль наблюдается при высотах солнца порядка 10—15° (спустя 1 час после восхода и за 1 час 10 мин. до захода солнца, а при наличии устойчивого снежного покрова спустя 1 час 30 мин. после восхода и за 1 час 30 мин. до захода [11]).

Для расчета возможной длительности ночных инверсий по отдельным станциям к длине ночи прибавлялось время, прошедшее от восхода или захода солнца до момента перехода радиационного баланса через нуль, с учетом состояния подстилающей поверхности. Длительность ночных инверсий в зимние месяцы с севера на юг уменьшается, а летом увеличивается (табл. 4).

Днем (13 час.) под влиянием солнечного нагрева и усиления турбулентного перемешивания инверсии разрушаются. Чем интенсивнее нагрев, тем быстрее происходит этот процесс. Изолинии на картах повторяемости имеют широтный ход, число инверсий с севера на юг уменьшается по мере увеличения высоты солнца (рис. 3).

Зимой в северных районах страны повторяемость дневных инверсий достигает 40—60%, в южных районах 10—20%. Весной днем инверсии сохраняются лишь при наличии снежного покрова. Повторяемость их в северных районах в это время порядка 40%. Летом в дневные часы на всей территории с нормальным инверсионным распределением инверсий нет.

Выявляется достаточно хорошая связь между повторяемостью числа инверсий в 13 час. и высотой солнца в полдень $h_{\text{пд}}$. На рис. 4 представлены такие зависимости с октября по апрель для ЕТС (при $h_{\text{пд}} \geq 10^\circ$).

На станциях с устойчивым снежным покровом и на станциях без снежного покрова повторяемость инверсий в одни и те же

Таблица 4

Возможная продолжительность ночных инверсий (час. мин.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Верхоянск	23 20	19 15	15 27	11 22	7 00	непр. день	непр. день	8 56	12 52	17 30	21 48	непр. ночь
Средне-Колымск	23 00	18 53	15 25	11 29	7 20	непр. день	непр. день	8 55	12 56	17 25	21 30	непр. ночь
Салехард	22 40	18 30	15 23	11 36	7 42	непр. день	4 51	9 10	12 50	17 16	21 21	непр. ночь
Оймякон	21 22	18 15	15 20	11 58	8 52	5 17	6 51	9 54	13 00	17 02	20 27	22 35
Якутск	20 54	18 05	15 20	12 10	8 26	6 08	7 23	10 09	13 10	16 55	20 05	22 01
Каргополь	20 43	18 01	15 20	12 15	8 35	6 28	7 35	10 15	13 12	16 53	19 56	21 48
Ханты-Мансийск	20 32	17 52	15 20	12 20	8 46	6 56	7 47	10 21	13 12	16 50	19 47	21 34
Алдан	19 53	17 38	15 19	12 37	10 11	7 52	8 32	10 45	13 17	16 39	19 14	20 45
Торжок	19 35	17 28	15 18	12 45	9 40	8 16	8 56	10 55	13 20	15 43	18 53	20 11
Рига	19 35	17 28	15 18	12 45	9 40	8 16	8 53	10 55	13 20	15 43	18 03	20 11
Смоленск	19 08	17 15	15 16	12 56	10 07	8 52	9 34	11 03	13 22	15 34	18 31	19 45
Сквордино	19 01	17 11	15 16	12 59	10 13	9 02	9 33	11 18	13 25	15 33	18 28	19 36
Павелец	18 59	17 10	15 16	12 59	10 13	10 05	9 33	11 18	13 25	15 33	18 27	19 33
Куйбышев	18 52	17 05	15 15	12 13	10 20	9 13	9 40	11 22	13 27	15 28	18 20	19 26
Пинск	18 44	17 01	15 14	12 15	10 29	9 26	9 54	11 28	13 29	15 25	18 12	19 14
Чита	18 44	17 01	15 14	13 08	10 31	9 26	9 54	11 28	13 29	15 23	18 12	19 14
Ершов	18 38	16 58	15 13	12 18	10 35	9 33	8 00	11 38	13 29	15 22	18 04	19 15
Каменная Степь	18 34	16 55	15 13	13 12	10 18	9 38	10 04	11 34	13 30	15 21	18 03	19 15
Толстовка	18 26	16 54	15 13	12 26	10 46	9 43	10 14	11 28	13 31	15 22	17 56	19 05
Гигант	18 00	16 39	15 10	12 12	11 11	10 20	10 45	11 57	13 33	15 13	16 46	18 25
Асрахань	17 58	16 35	15 09	12 35	11 15	10 25	10 52	12 00	13 36	15 13	16 45	18 24
Тамды	17 30	16 21	14 19	12 40	11 19	11 00	11 18	12 18	13 42	15 02	16 18	17 55
Фергана	17 22	16 18	14 14	12 54	11 46	11 08	11 24	12 22	13 43	15 00	16 11	17 40

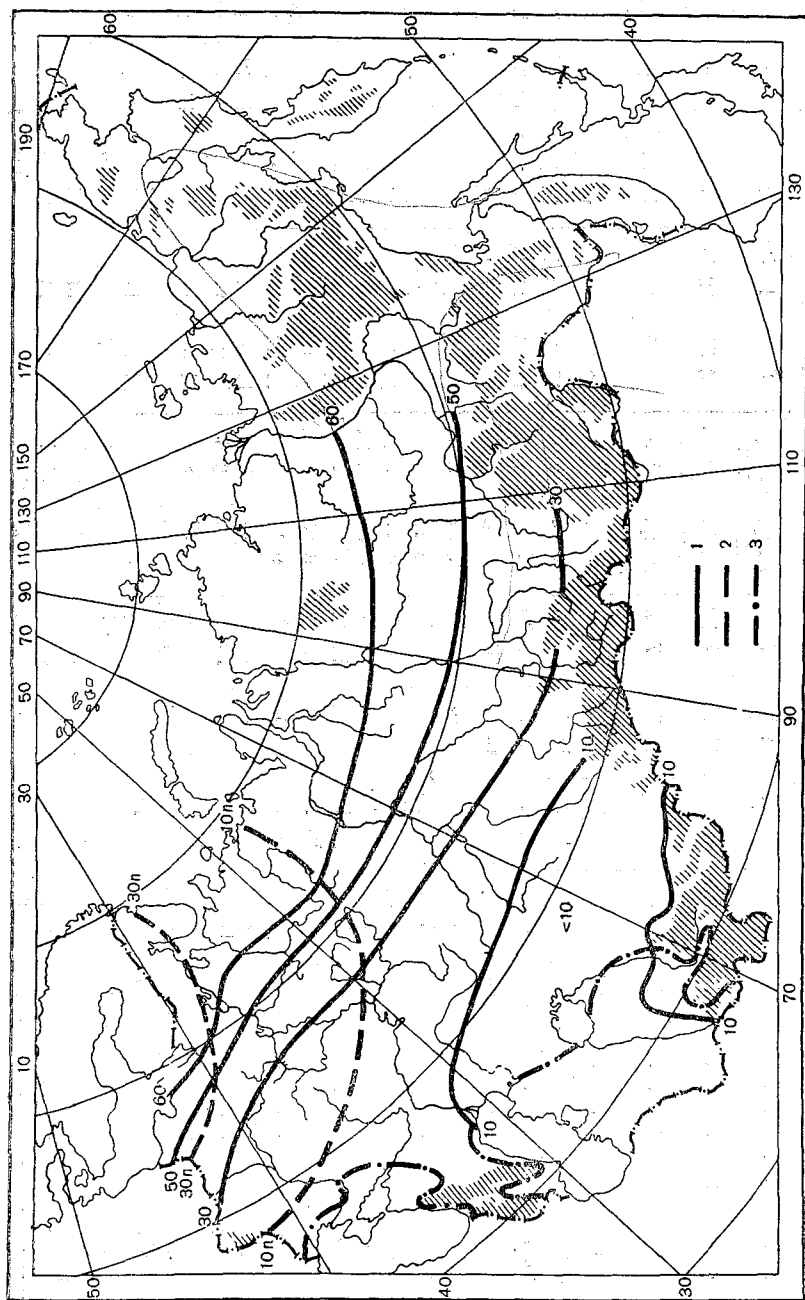


Рис. 3. Повторимость инверсий (%) в январе в 13 час.
1 — повторимость общего числа инверсий, 2 — повторимость числа инверсий при нижней облачности 8—10 баллов, 3 — граница неустойчивого снежного покрова.

месяцы разная. Осенью дневные инверсии могут наблюдаться при $h_{\text{пд}}$ не более 30—35°, а весной — не более 50—55°.

Повторяемость дневных инверсий хорошо согласуется с повторяемостью инверсий, продолжающихся целые сутки (сроки 19, 1, 7, 13 час.)¹. Круглосуточные инверсии, так же как и дневные инверсии, чаще всего наблюдаются в зимние месяцы. Повторяемость их

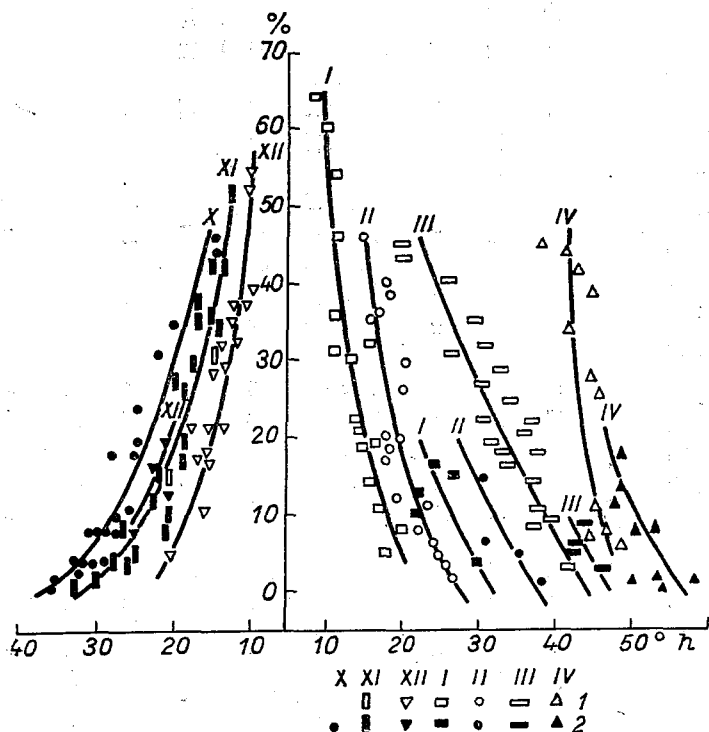


Рис. 4. Связь повторяемости инверсий в 13 час. с высотой Солнца в полдень $h_{\text{пд}}$.

1 — со снегом, 2 — без снега.

Таблица 5

**Повторяемость круглосуточных инверсий на ЕТС
и в Западной Сибири (%)**

Широта	XI	XII—II	III, X	IV	V—IX
Севернее 65° с. ш.	40	50	30	30	Не наблюдались
55—65° с. ш.	20	30	20	30	Не наблюдались
Южнее 55° с. ш. . .	<10	<10	<10	<10	Не наблюдались

¹ Обработка материалов по круглосуточным инверсиям и возможной продолжительности ночных инверсий произведена дипломанткой З. А. Власовой.

Продолжительность затенения дна долин разной ориентации (час. мин.)

Широта, град.	Угол закрытости горизонта, град.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
70	10	24	22 20	18 18	14 20	10 04	4 36	0	8 12	12 48	16 46	20 46	24
	20	24	23 04	20 16	17 52	14 16	11 32	11 00	13 18	16 12	19 08	22 12	24
	30	24	23 22	20 28	19 18	17 08	15 20	15 06	16 18	18 28	20 36	22 52	24
60	10	20 36	18 40	16 28	13 50	11 00	9 04	8 40	10 04	12 52	15 24	17 52	20 00
	20	21 48	20 18	18 30	16 00	14 06	12 18	11 50	13 16	15 12	17 32	19 36	21 20
	30	22 24	21 46	19 44	18 06	16 20	14 56	14 54	15 36	17 24	19 06	20 48	22 50
50	10	18 04	18 22	15 24	13 34	11 32	10 12	9 54	10 50	12 52	14 32	16 28	16 46
	20	20 02	19 52	17 36	16 00	14 16	12 40	12 38	13 22	15 18	16 26	19 02	20 00
	30	20 46	20 22	19 06	17 48	16 08	15 26	15 00	15 20	16 44	18 02	19 38	20 26
40	10	16 36	15 46	14 44	14 24	12 12	10 42	10 28	11 26	12 48	14 12	15 20	17 06
	20	18 06	17 26	16 20	15 10	13 54	13 08	12 52	13 28	14 32	15 46	17 00	17 58

С севера на юг

С запада на восток

	30	19 24	18 32	17 50	16 46	15 38	15 00	14 52	15 26	16 22	17 26	18 26	19 08
70	10	24	24	18 46	11 02	8 32	6 30	6 04	7 39	10 06	14 20	24	24
	20	24	24	24	11 18	9 32	8 08	6 54	8 52	10 32	24	24	24
	30	24	24	24	24	10 16	9 20	8 10	9 50	11 02	24	24	24
	10	24	19 48	14 56	11 18	9 30	8 10	7 54	8 52	10 38	13 08	17 56	24
60	20	24	24	18 44	11 32	10 16	9 20	8 10	9 50	11 02	14 20	24	24
	30	24	24	24	12 44	14 30	15 52	16 08	15 08	13 22	24	24	24
	10	18 20	16 20	13 50	11 30	10 16	9 20	9 10	9 40	11 02	12 44	15 40	17 58
50	20	24	19 48	14 56	11 40	10 48	10 12	10 14	10 30	11 20	13 08	17 56	24
	30	24	24	18 44	11 46	11 16	10 52	10 48	11 10	11 34	14 20	24	24
	10	15 56	14 54	13 16	11 40	10 48	10 12	10 04	10 30	11 20	12 30	14 22	15 48
40	20	18 12	16 20	13 50	11 48	11 16	10 52	10 48	11 04	11 34	12 42	15 34	17 50
	30	24	19 44	14 56	11 58	11 38	11 26	11 24	11 32	11 48	13 08	17 56	24

в декабре — феврале севернее 65° с. ш. составляет не менее 50%, т. е. каждые вторые сутки могут быть круглосуточные инверсии. К югу число их резко сокращается (табл. 5).

В зависимости от высоты солнца и широты места наблюдения в 7 и 19 час. относятся либо к дню, либо к ночи, и соответственно

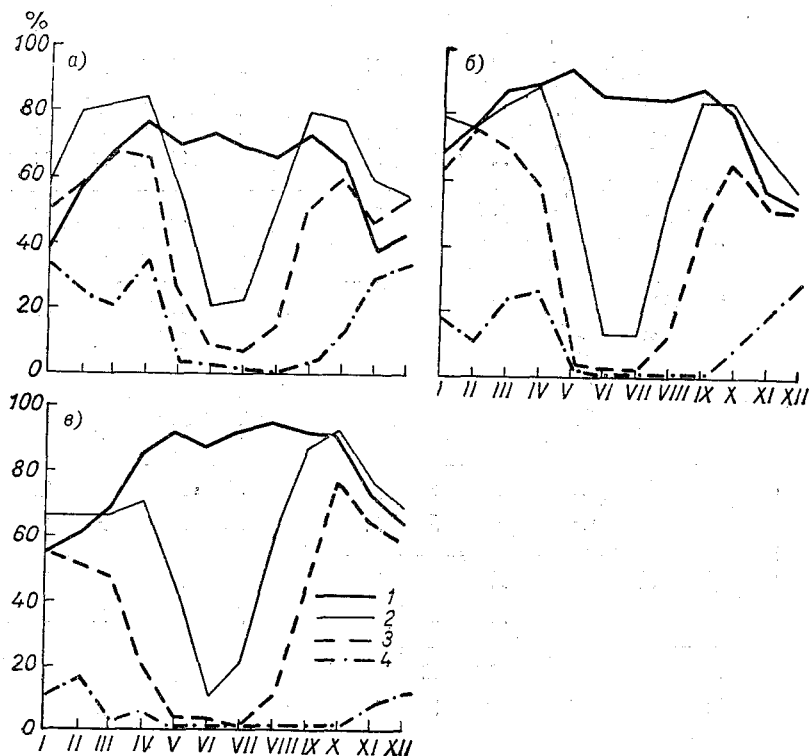


Рис. 5. Годовой ход повторяемости инверсий по данным станций Каргополь (а), Павелец (б), Гигант (в).

1 — 1 час., 2 — 7 час., 3 — 13 час., 4 — 19 час.

распределение инверсий в эти сроки примерно такое же, как днем или ночью. В пересеченном рельефе в утренние и вечерние часы долины, котловины и нижние части склонов в зависимости от своей ориентации могут быть затененными. Восход (заход) солнца в таких местоположениях смещается на более позднее время утром (раннее — вечером). Поэтому возможная длительность инверсий в таких местоположениях несколько большая, чем на ровном месте. Г. И. Николаенко [8] проводила исследования по влиянию разных углов закрытости горизонта в долинах, ориентированных с севера на юг и с запада на восток, на освещенность. На ос-

нове ее расчетов составлена табл. 6 по продолжительности затенения дна долин.

В утреннее и вечернее время годовой ход повторяемости инверсий однотипный. Летом в это время число инверсий невелико, в переходные и зимние месяцы оно увеличивается и достигает

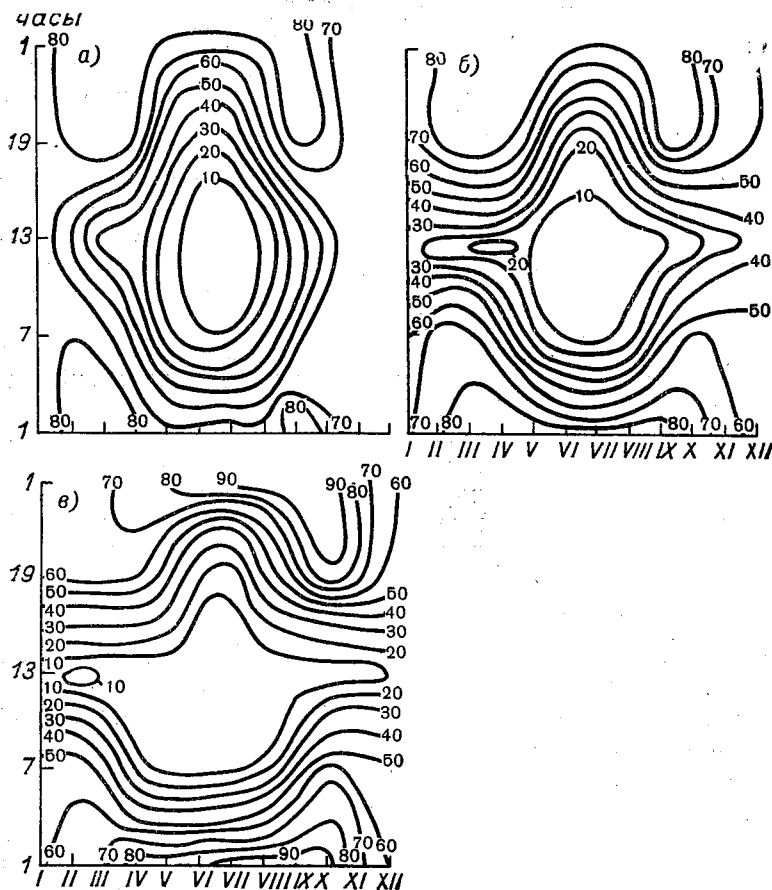


Рис. 6. Изоплеты повторяемости инверсий по широтным зонам.
а — севернее 60° с. ш., б — 50—60° с. ш., в — южнее 50° с. ш.

максимальной величины. Следует отметить, что в 19 час., т. е. во время начала образования инверсий, повторяемость их всегда больше, чем в 1 и 7 час.

По характеру годового хода повторяемости инверсий, главным образом в дневное время (рис. 5), можно выделить три широтные зоны с одинаковым годовым ходом. Территория ЕТС и Западной

Сибири включается в одни и те же зоны. В Восточной Сибири при сильно изрезанном рельефе и больших абсолютных высотах эти зоны несколько смещены к югу.

1-я зона на территории ЕТС и Западной Сибири располагается севернее 60° с. ш. Зимой в этой зоне часты круглосуточные инверсии. Во время снеготаяния в апреле — мае наблюдается увеличение повторяемости инверсий почти на 20%.

2-я зона расположена между 50 и 60° с. ш. Круглосуточные инверсии в этой зоне еще наблюдаются, но повторяемость их не превышает 20—30%. В период с мая по октябрь дневные инверсии отсутствуют. Увеличение повторяемости инверсий во время снеготаяния в марте — апреле составляет 10—15%.

3-я зона расположена южнее 50° с. ш. Для нее характерным является большое число инверсий ночью и малое — днем (≤ 10 —20%). Это район с неустойчивым снежным покровом, суровые зимы здесь наблюдаются редко. Инверсии образуются за счет радиационного выхолаживания при ясной погоде в условиях большой суточной амплитуды температуры воздуха.

Повторяемость числа случаев с инверсией приведена в виде изоплет, дающих представление о распределении инверсий в годовом и суточном ходе (рис. 6). На этих рисунках в каждой из выделенных широтных зон четко выделяются области с большим и малым числом инверсий в течение года и суток.

Анализ материалов по характеристике повторяемости инверсий дает возможность в общих чертах выделить на территории СССР шесть районов по повторяемости инверсий, характеру погодных условий, с учетом климатических особенностей этих районов (рис. 7, табл. 7).

Выделены следующие районы: *I* — азиатская часть тундры, *II* — ЕТС с устойчивым снежным покровом в течение зимы, *III* — южная часть ЕТС с неустойчивым снежным покровом, *IV* — Западная Сибирь, *V* — орошаемые районы Средней Азии, *VI* — Восточная Сибирь, *Vla* — муссонные районы Дальнего Востока, *VII* — горные районы.

I. Азиатская часть тундры выделена в самостоятельный район, так как для этого района характерна большая повторяемость сильных ветров, вследствие чего в нижнем слое преобладающим даже при ясной погоде является равновесное или близкое к нему состояние атмосферы. В результате вертикальный градиент температуры воздуха мал. По-видимому, в этом районе число интенсивных инверсий меньше, чем на остальной Азиатской территории Советского Союза.

Экспедиционные исследования ГГО на Таймыре летом 1966 г. [10] подтверждают наличие инверсий в данном районе, при этом начало образования инверсий наблюдается при больших высотах солнца, чем в средних широтах, из-за больших скоростей ветра, способствующих перемешиванию слоев воздуха и уменьшению вертикальных градиентов.

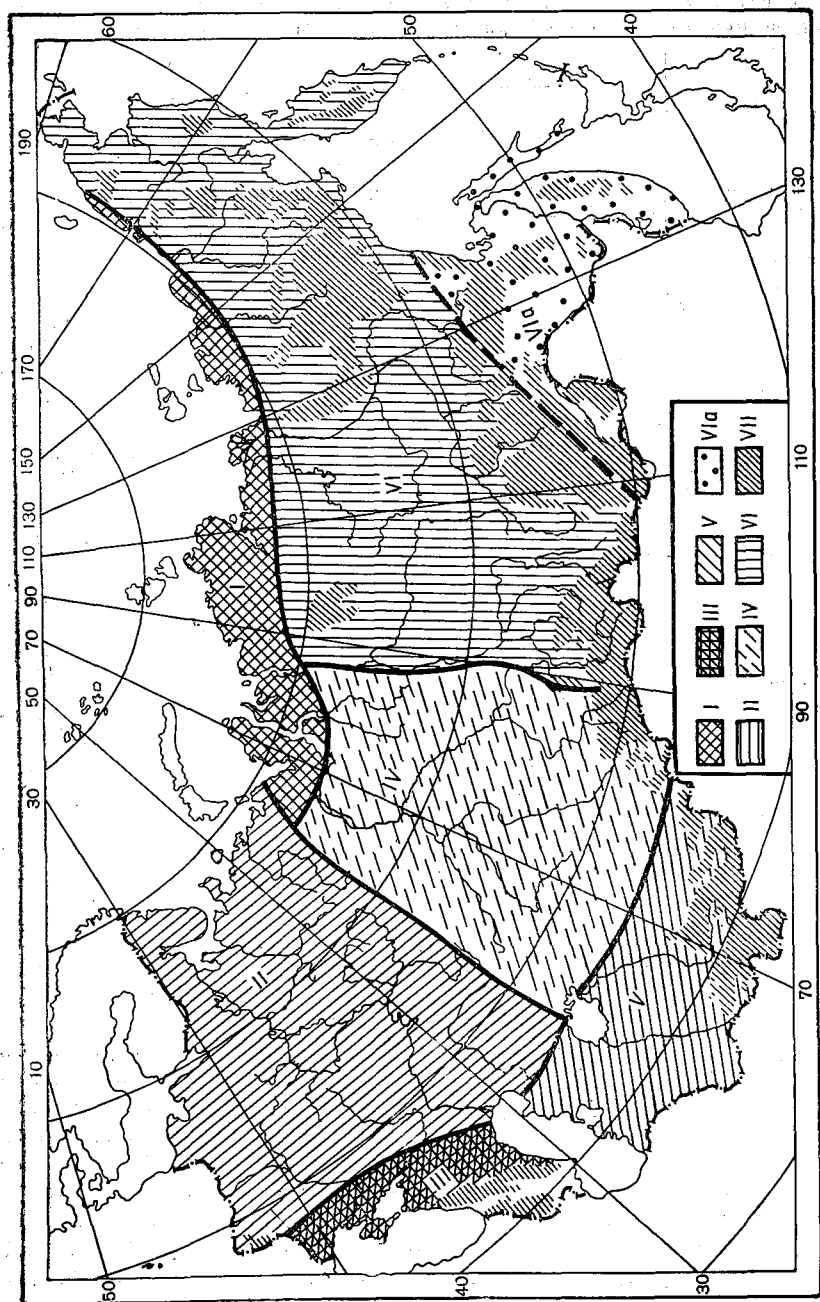


Рис. 7. Карта районирования, повторяемости инверсий на территории СССР.
Усл. обозначения см. табл. 7.

Таблица 7

Характеристика повторяемости инверсий по районам (%)

Районы	Время суток	Зима			Лето
		Общая	При пасмурной погоде	Круглосуточные инверсии	Общая
I. Азиатская часть тундры	Данных не имеется				
II. Северная и средняя части ЕТС	Ночь	60—90	20—40	10—50	70—90
	День	20—60	10—30		Не наблюдались
III. Южная часть ЕТС	Ночь	50—60	20—30	<10	>90
	День	<20	<10		Не наблюдались
IV. Западная Сибирь	Ночь	60—90	10—20	10—50	70—90
	День	10—50	<10		Не наблюдались
V. Средняя Азия	Ночь	80—90	Не наблюдались	Не наблюдались	>90
	День	<10			Не наблюдались
VI. Восточная Сибирь	Ночь	80—95	Не наблюдались	10—50	80—90
	День	10—50			Не наблюдались

Примечание. Данные таблицы не распространяются на районы тундры, а также Дальневосточное побережье и муссонные районы.

II. На ЕТС, за исключением южной ее части, повторяемость инверсий ночью как в теплое, так и в холодное время года изменяется от 60—70 до 90%. Днем в зимнее время она уменьшается от 60% на севере района до 20%. В южной ее части в дневные часы летом инверсии не наблюдаются. На севере каждые вторые сутки образуются круглосуточные инверсии. Особенностью этого района, главным образом его северо-западной части, является одинаковый вклад ясных тихих и пасмурных ветреных погод в образование инверсий. В направлении с северо-запада и запада к восточным и юго-восточным районам вклад пасмурных погод уменьшается, а ясных увеличивается (рис. 8).

III. В южной части ЕТС, где в течение всей зимы отмечается неустойчивый снежный покров и отсутствуют суровые зимы, число инверсий в холодное время года наименьшее по СССР. Зимой повторяемость ночных инверсий не превышает 50—60%, дневных — 20%. Наличие этих инверсий обусловлено резкой сменой воздушных масс. Летом, как и на остальной части СССР, инверсии образуются почти каждую ночь, днем они полностью разрушаются.

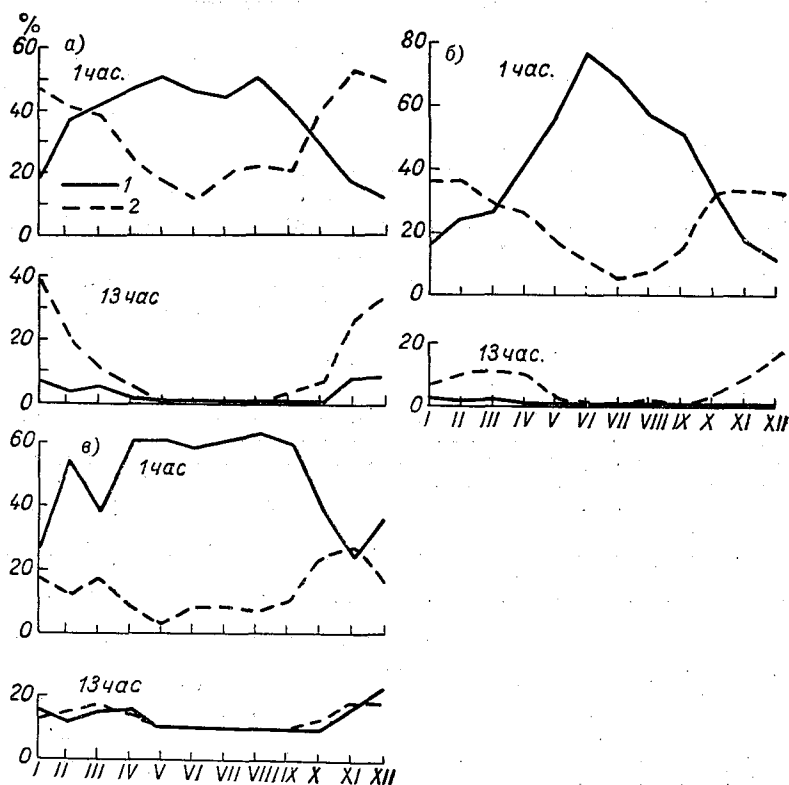


Рис. 8. Годовой ход повторяемости инверсий при ясной (1) и пасмурной (2) погоде.

а — Рига, б — Каменная Степь, в — Гудный.

IV. В районе Западной Сибири повторяемость общего числа инверсий такая же, как и на большей части ЕТС. Однако в Западной Сибири основная часть инверсий образуется при радиационном типе погоды, хотя еще заметен вклад инверсий теплого воздуха.

V. В этот район включены пустыни Средней Азии с наибольшей в СССР суточной амплитудой температуры воздуха, где большую часть года преобладает малооблачная погода. В данном

районе образуются инверсии только радиационного происхождения. Днем как зимой, так и летом инверсия почти полностью разрушается, сохраняясь лишь на орошаемых полях и в оазисах в течение круглых суток.

VI. Район Восточной Сибири в холодное время года является самым инверсионным на всем земном шаре. Общая повторяемость инверсий ночью в течение всего года в этом районе так же, как и в Западной Сибири и Средней Азии, составляет 80—90%. Однако мощность слоя инверсии здесь наибольшая и достигает 1,5—2 км и более. Подобные же инверсии, только менее мощные, образуются в центральных районах Камчатки и Сахалина. Днем в зимнее время повторяемость инверсий в Восточной Сибири изменяется от 50% в северных широтах до 10% и менее в южных, отмечаются также круглосуточные инверсии.

На всем восточном побережье страны зимой из-за больших скоростей ветра повторяемость инверсий, вероятно, меньше, чем на континенте. Летом в районах, подверженных влиянию муссона, отмечается большая облачность, туманы и моросящие осадки, поэтому повторяемость инверсий здесь уменьшена (район VI а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Безуглая Э. Ю. Инверсии нижней тропосферы и их влияние на загрязнение воздуха г. Москвы. Тр. ГГО, вып. 207, 1968.
2. Воейков А. И. Снежный покров и его влияние на почву, климат и погоду и способы изыскания. Спб., 1889.
3. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Гидрометеиздат, Л., 1961.
4. Гольцберг И. А. Заморозки на осушенных болотах. Тр. ГГО, вып. 49 (111). Гидрометеиздат, Л., 1955.
5. Занина А. А. Дальний Восток. Климат СССР, вып. 6. Гидрометеиздат, Л., 1958 г.
6. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Гидрометеиздат, Л., 1962.
7. Мищенко З. А., Мерсиянова А. Г., Семенова Л. Г. Микроклимат орошаемого поля в южном Приднепровье. Тр. ГГО, вып. 190, 1966.
8. Николаенко Г. И. Продолжительность освещения и инсоляция дня различно ориентированных долин. Вестн. ЛГУ № 24, сер. геол. и геогр., вып. 4. Изд. ЛГУ, Л., 1963.
9. Перелет Г. И. Природа приземных дневных задерживающих слоев над Одессой. Тр. УкрНИГМИ, вып. 17, 1959.
10. Романова Е. Н. Некоторые особенности микроклимата субарктической тундры. Тр. ГГО, вып. 248, 1969.
11. Руководство по контролю актинометрических наблюдений. Гидрометеиздат, Л., 1962.
12. Сапожникова С. А. Изменение скорости ветра с высотой в нижнем слое воздуха. Тр. НИУГУМС, сер. 1, вып. 33, 1946.

УВЛАЖНЕНИЕ ПОЧВЫ В ПЕРЕСЕЧЕННОЙ МЕСТНОСТИ ПО СЕЗОНАМ

Для пересеченной местности характерна большая пестрота в распределении почвенной влаги по различным элементам рельефа. Для вегетационного периода в целом была составлена схема увлажнения почв в пересеченной местности в зонах разного увлажнения [7]. При составлении этой схемы учитывалось перераспределение осадков в холмистом рельефе, различие в расходах влаги на испарение со склонов различной крутизны и ориентации, тип почвы, форма и протяженность склона. В этой схеме в пределах каждой зоны было выделено семь градаций увлажнения: 1) избыточно-влажное, 2) влажное, 3) оптимальное, 4) достаточное, 5) слабозасушливое, 6) засушливое, 7) сухое.

Такая схема позволяет оценить одинаковые условия увлажнения в пределах разных зон и в каждой зоне предусмотреть возможные условия увлажнения в зависимости от местоположения. Увлажнение ровных мест соответствует зональному, т. е., например, в засушливой зоне ровные участки относятся к градации «засушливых», в зоне достаточного увлажнения эти участки характеризуются достаточным увлажнением и т. д.

В течение вегетационного периода влажность почвы существенно меняется: для зоны достаточного увлажнения весной характерен некоторый избыток влаги в почве, летом — недостаток; в слабозасушливой зоне имеет место достаточное увлажнение весной, засушливость — летом и осенью [2].

Для характеристики увлажнения почвы по сезонам в пересеченной местности нужно оценить роль перераспределения осадков по элементам рельефа и расход влаги на испарение со склонов различной крутизны и ориентации в зависимости от сезона (весна, лето, осень).

Оценка перераспределения влаги по элементам рельефа была произведена в работе [4], согласно которой перераспределение влаги от летних дождей невелико и в районах избыточного и достаточного увлажнения составляет обычно 10—15% на южных склонах и 15—25% — на северных, в засушливых областях вслед-

Таблица 1

Испаряемость (E_0 см/мес.) по зонам увлажнения

Сезон	Северный склон, град.			Южный склон, град.			Ровное место
	5	10	15	5	10	15	
Зона избыточного увлажнения							
Весна . .	11,2	10,8	10,2	12,1	12,3	12,9	11,8
Лето . . .	12,1	11,6	11,4	12,6	12,9	13,0	12,5
Осень . .	4,5	4,1	3,5	5,2	5,6	6,3	4,8
Зона достаточного увлажнения							
Весна . .	11,3	10,8	10,5	12,0	12,2	12,5	11,6
Лето . . .	12,5	12,2	12,0	13,3	13,5	13,7	13,1
Осень . .	4,4	4,0	3,6	5,4	5,8	6,3	5,0
Слабозасушливая зона							
Весна . .	12,0	11,8	11,1	12,8	13,1	13,5	12,3
Лето . . .	13,4	13,0	12,6	14,3	14,5	14,7	13,9
Осень . .	5,0	4,5	3,8	6,4	7,1	7,7	5,8
Засушливая зона							
Весна . .	12,2	11,5	11,2	13,2	13,5	13,8	12,8
Лето . . .	13,0	12,7	12,4	14,2	14,4	14,7	13,8
Осень . .	5,2	4,4	4,0	6,7	7,3	8,0	6,2
Очень засушливая зона							
Весна . .	12,8	12,3	12,0	13,9	14,1	14,4	13,6
Лето . . .	14,1	13,5	13,2	14,7	14,9	15,2	14,6
Осень . .	6,5	5,7	4,9	8,0	8,7	9,5	7,2
Сухая зона							
Весна . .	13,8	13,4	12,9	14,6	14,9	15,1	14,2
Лето . . .	15,1	14,5	14,2	15,6	15,7	15,9	15,4
Осень . .	7,0	6,6	5,7	9,3	10,1	10,7	8,4

ствие большой сухости почвы оно еще меньше — не превышает 10%. В зонах избыточного и достаточного увлажнения подножия склонов получают влаги на 30—40% больше, чем ровные участки, в засушливых зонах — на 15—25%.

Перераспределение осадков теплого времени года имеет большое значение в балансе влаги на склонах весной и осенью в зонах избыточного и достаточного увлажнения: 25—30% на южных склонах, 30—40% на северных и до 100% у подножий. В слабозасушливой зоне перераспределение осадков нужно учи-

тивать весной, когда оно составляет 15—25% на южных склонах и 25—30% на северных.

В более сухих зонах перераспределение осадков теплого периода ни в какие сезоны не существенно для баланса влаги. Весной, в связи с перераспределением зимних осадков в изрезанном рельефе и особенностями весеннего снеготаяния, создается значительная неоднородность увлажнения почвы по элементам рельефа. Перераспределение осадков теплого периода способствует уменьшению этих различий, так как впитывание воды в более влажную почву обычно меньше, чем в более сухую.

Для оценки расхода влаги со склонов различной крутизны и ориентации весной, летом и осенью было сосчитано отношение R/L (R — радиационный баланс, L — скрытая теплота парообразования), характеризующее условия испаряемости [1]. За характерный для весны месяц был принят май, для лета — июль, для осени — сентябрь.

Радиационный баланс для северных и южных склонов, крутизной 5, 10 и 15° был рассчитан Т. А. Голубовой. Данные по испаряемости, подсчитанные для отдельных пунктов, были осреднены по зонам увлажнения. Результаты представлены в табл. 1, из которой видны количественные различия в испаряемости между склонами разной экспозиции и крутизны в пределах каждой зоны увлажнения, изменения по зонам и по сезонам. Во всех зонах очень четко прослеживается значительное уменьшение испаряемости осенью.

В работе Л. И. Зубенок [3] показатель увлажнения E/E_0 (E — испарение, E_0 — испаряемость, определяемая по радиационному балансу) приводится как для вегетационного периода в целом, так и для каждого месяца теплого периода года в отдельности. По связи показателя увлажнения E/E_0 с количественными характеристиками влажности почвы была составлена табл. 2, характеризующая увлажнение почв ровных мест в зонах разного увлажнения весной, летом и осенью.

Согласно табл. 2, в зонах избыточного и достаточного увлажнения более сухой почва бывает летом; в сентябре уже начинается накопление влаги; в более сухих зонах от весны к осени идет непрерывное иссушение почвы, восстановление влагозапасов здесь происходит в позднеосенний и зимний периоды.

Различная испаряемость на северных и южных склонах в общем способствует сохранению неоднородности весеннего увлажнения почв на протяжении всего периода вегетации, но развитие растительности, обусловленное при недостатке влаги в первую очередь неодинаковой влагообеспеченностью на склонах разных экспозиций, вносит свои коррективы. На более влажных северных склонах в засушливых зонах создаются лучшие условия для развития растений, и здесь, несмотря на уменьшение испаряемости, расход влаги на транспирацию может быть больше, чем на ровном месте и на южном склоне. Последнее приводит к выравни-

ванию различий в увлажнении почв в разных местоположениях к концу вегетационного периода. Этот факт был установлен и на основании фактических наблюдений за влажностью почвы в разных формах рельефа [5].

В табл. 3 приводятся средние по зонам увлажнения значения испарения для ровного места и северных и южных склонов крутизной 5, 10, 15°. Эти значения были получены с помощью табл. 1 и 2 и коэффициентов пересчета от испаряемости E_0 к испарению E .

Таблица 2

Увлажнение ровных мест по сезонам

Сезон	Зоны											
	избыточного увлажнения		достаточного увлажнения		слабозасушливая		засушливая		очень засушливая		сухая	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Вегетацион- ный пери- од в це- лом . . .	80— 100	0,9— 1,0	50— 60	0,7	40— 50	0,6	30— 40	0,5	≤30	0,3	<30	<3,0
Весна . . .	≥100	1,0	80— 90	0,9	60— 80	0,8	50— 60	0,7	40— 50	0,6	30— 40	0,5
Лето . . .	60— 80	0,8	40— 50	0,6	30— 40	0,5	<30	≤0,4	<30	<0,4	≤30	≤0,4
Осень . . .	80— 90	0,9	50— 60	0,7	30— 40	0,5	<30	≤0,4	≤20	≤0,3	≤20	≤0,2

Примечание. 1 — влажность почвы (% от полевой влагоемкости), 2 — показатель увлажнения E/E_0 .

В пределах любой зоны, включая и зону избыточного увлажнения, наибольшие величины испарения весной, когда запасы влаги в почве наибольшие и солнечная радиация достаточно интенсивна, наблюдаются со склонов северной экспозиции.

Осенью испарение меньше всего, особенно на южных склонах в очень засушливой и сухой зонах, где оно практически близко к нулю.

Представляют также интерес количественные значения испарения на склонах разной крутизны северной и южной экспозиции по зонам увлажнения.

В табл. 3 приводятся также средние по зонам увлажнения разности между испаряемостью E_0 и испарением E на ровном месте и на северных и южных склонах. В зоне избыточного увлажнения весной на ровных местах, на северных склонах и в нижних частях южных испарение равно испаряемости и только в верхних и сред-

них частях южных склонов испарение меньше испаряемости примерно на 2,5 см/мес.

Летом для всех местоположений характерны наибольшие разности между испарением и испаряемостью: в верхних частях южных склонов они составляют ~ 5 см/мес., на северных склонах 1—2 см/мес. Осенью в сентябре испарение близко к испаряемости, даже на южных склонах разности менее 2 см/мес.

Меньшие по сравнению с весной разности объясняются не большим содержанием воды в почве осенью, а уменьшением в это время испаряемости вследствие ослабления солнечной радиации.

В зоне достаточного увлажнения весной лишь в нижних частях северных склонов испарение такое же, как испаряемость. В других местоположениях различия составляют 1—2 см/мес., а в верхних частях южных склонов 3,3—3,5 см/мес.

Максимальные значения разности ($E - E_0$) в июне на верхних частях южных склонов достигают 8 см/мес., а в нижних частях северных — 2,5 см/мес. Осенью различия между испаряемостью и испарением близки к весенним значениям (чуть больше).

В слабозасушливой зоне некоторый дефицит влажности в почве весной характерен для всех местоположений, кроме нижних частей северных склонов. Летом, в июле, разности между испарением и испаряемостью возрастают до 10 см/мес. в верхних частях южных склонов и 4 см/мес. в нижней части северных склонов. В сентябре рассматриваемые разности по своим значениям близки к весенним, и так как влагозапасы в почве еще не начали восстанавливаться, то уменьшение разности, очевидно, обусловлено также ослаблением солнечной радиации осенью (см. табл. 1).

Для зон, характеризующихся большей степенью засушливости (засушливая, очень засушливая, сухая), разности между испарением и испаряемостью значительны в течение всего вегетационного периода, а в сухой и отчасти засушливой зоне склоны южной экспозиции летом и осенью сухие, испарения с них нет, и рассматриваемая разность практически становится равной величине испаряемости.

Располагая схемой увлажнения почв в пересеченной местности в зонах разного увлажнения для теплого периода [7] и принимая во внимание роль перераспределения влаги от дождей по элементам рельефа в разные сезоны и соответствие показателя увлажнения Л. И. Зубенок (E/E_0) определенной влажности почв, можно составить схему увлажнения различных местоположений для весны, лета и осени (табл. 4а и 4б). Эта таблица составлена для суглинистых почв как для прямых и вогнутых склонов (табл. 4а), так и для склонов выпуклого профиля (табл. 4б).

Из полученной схемы видно, что наибольшие различия в увлажнении почв в пределах одной зоны весной имеют место в слабозасушливой и засушливой зонах. В этих зонах наблюдается

Значения испарения (см/мес.) по зонам увлажнения и разности между

Сезон	Ровное место		Часть склона	E/E ₀ в зависимости от экспозиции		Испа		
	E	E-E ₀		северной	южной	экспозиция и крутизна		
						северная		
						5	10	15
Зоны избыточного								
Весна	11,8	0	Верхняя	1,0	0,8	11,2	10,8	10,2
			Средняя	1,0	0,9	11,2	10,8	10,2
			Нижняя	1,0	1,0	11,2	10,8	10,2
Лето	10,0	-2,5	Верхняя	0,8	0,6	9,7	9,3	10,3
			Средняя	0,8	0,7	9,7	9,3	10,3
			Нижняя	0,9	0,7	10,9	10,4	10,3
Осень	4,3	-0,5	Верхняя	0,8	0,7	3,6	3,3	2,8
			Средняя	0,9	0,8	4,0	3,7	3,1
			Нижняя	1,0	0,8	4,5	4,1	3,5
Зона достаточного								
Весна	10,5	-1,1	Верхняя	0,9	0,7	10,2	9,7	9,4
			Средняя	0,9	0,8	10,2	9,7	9,4
			Нижняя	1,0	0,9	11,3	10,8	10,5
Лето	7,9	-5,2	Верхняя	0,6	0,4	7,5	7,3	7,2
			Средняя	0,7	0,5	8,7	8,5	8,4
			Нижняя	0,8	0,6	10,0	9,8	9,6
Осень	3,5	-1,5	Верхняя	0,7	0,4	3,1	2,8	2,5
			Средняя	0,7	0,5	3,1	2,8	2,5
			Нижняя	0,9	0,6	4,0	3,6	3,3
Слабозасушливая								
Весна	9,8	-2,5	Верхняя	0,8	0,6	9,6	9,4	8,9
			Средняя	0,8	0,7	9,6	9,4	8,9
			Нижняя	1,0	0,8	12,0	11,8	11,1
Лето	7,0	-6,9	Верхняя	0,5	0,3	6,7	6,5	6,3
			Средняя	0,6	0,4	8,0	7,8	7,6
			Нижняя	0,7	0,5	9,4	9,1	8,8
Осень	2,9	-2,9	Верхняя	0,5	0,3	2,5	2,2	1,8
			Средняя	0,6	0,4	3,0	2,7	2,3
			Нижняя	0,7	0,5	3,5	3,1	2,7

Таблица 3

испарением E и испаряемостью E_0 для склонов прямого профиля

рение			Разность $E - E_0$					
склонов , град.								
южная			северная			южная		
5	10	15	5	10	15	5	10	15
увлажнения								
9,7	9,8	10,3	0	0	0	-2,4	-2,5	-2,6
10,9	11,1	11,6	0	0	0	-1,2	-1,2	-1,3
12,1	12,3	12,9	0	0	0	0	0	0
7,6	7,7	7,8	-2,4	-2,3	-1,1	-5,0	-5,2	-5,2
8,8	9,0	9,1	-2,4	-2,3	-1,1	-3,8	-3,9	-3,8
8,8	9,0	9,1	-1,2	-1,2	-1,1	-3,8	-3,9	-3,8
3,6	4,5	5,0	-0,9	-0,8	-0,8	-1,6	-1,1	-1,3
4,2	4,5	5,0	-0,5	-0,4	-0,4	-1,0	-1,1	-1,3
4,2	4,5	5,0	0	0	0	-1,0	-1,1	-1,3
увлажнения								
8,4	8,5	8,7	-0,9	-1,1	-1,1	-3,6	-3,7	-3,8
9,6	9,8	10,0	-0,9	-1,1	-1,1	-2,4	-2,4	-2,5
10,8	11,0	11,3	0	0	0	-1,2	-1,2	-1,2
5,3	5,4	5,5	-5,0	-4,9	-4,8	-8,0	-8,1	-8,2
6,6	6,8	6,9	-3,8	-3,7	-3,6	-6,7	-6,7	-6,8
8,0	8,1	8,2	-2,5	-2,4	-2,4	-5,3	-5,4	-5,5
2,3	2,3	2,5	-1,3	-1,2	-1,1	-3,1	-3,5	-3,8
2,7	2,9	3,1	-1,3	-1,2	-1,1	-2,7	-2,9	-3,2
3,3	3,5	3,8	-0,4	-0,4	-0,3	-2,1	-2,3	-2,5
зона								
7,8	7,9	8,1	-2,4	-2,4	-2,2	-5,0	-5,2	-5,4
9,0	9,2	9,4	-2,4	-2,4	-2,2	-3,8	-3,9	-4,1
10,2	10,5	10,8	0	0	0	-2,6	-2,6	-2,7
4,3	4,3	4,4	-6,7	-6,5	-6,3	-10,0	-10,2	-10,3
5,7	5,8	5,9	-5,4	-5,2	-5,0	-8,6	-8,7	-8,8
7,1	7,2	7,4	-4,0	-3,9	-3,8	-7,2	-7,3	-7,3
1,9	2,1	2,3	-2,5	-2,3	-2,0	-4,5	-5,0	-5,4
2,6	2,8	3,1	-2,0	-1,8	-1,5	-3,8	-4,3	-4,6
3,2	3,5	3,8	-1,5	-1,4	-1,1	-3,2	-3,6	-3,9

Сезон	Ровное место		Часть склона	E/E_0 в зависимости от экспозиции		Исп. экспозиция и крутизна		
	E	$E-E_0$		северной	южной	северная		
						5	10	15

Засушливая

Весна	9,0	-3,8	Верхняя	0,7	0,5	8,5	8,0	7,8
			Средняя	0,7	0,6	8,5	8,0	7,8
			Нижняя	0,9	0,7	11,0	10,3	10,1
Лето	5,5	-8,3	Верхняя	0,4	0,2	5,2	5,1	5,0
			Средняя	0,5	0,3	6,5	6,3	6,2
			Нижняя	0,6	0,4	7,8	7,6	7,4
Осень	2,5	-3,7	Верхняя	0,4	0,2	2,1	1,7	1,6
			Средняя	0,5	0,3	2,6	2,2	2,0
			Нижняя	0,6	0,4	3,1	2,6	2,4

Очень засуш

Весна	8,2	-5,4	Верхняя	0,6	0,4	7,7	7,4	7,2
			Средняя	0,6	0,5	7,7	7,4	7,2
			Нижняя	0,8	0,6	10,2	9,8	9,6
Лето	4,4	-10,2	Верхняя	0,3	0,1	4,2	4,0	4,0
			Средняя	0,4	0,2	5,6	5,4	5,3
			Нижняя	0,5	0,3	7,0	6,7	6,6
Осень	2,2	-5,0	Верхняя	0,2	0,1	1,3	1,1	1,0
			Средняя	0,3	0,2	2,0	1,7	1,5
			Нижняя	0,4	0,3	2,6	2,3	2,0

Сухая

Весна	7,1	-7,1	Верхняя	0,5	0,3	6,9	6,7	6,4
			Средняя	0,5	0,4	6,9	6,7	6,4
			Нижняя	0,7	0,5	9,7	9,4	9,0
Лето	3,1	-12,3	Верхняя	0,2		3,0	2,9	2,8
			Средняя	0,3		4,5	4,3	4,3
			Нижняя	0,4		6,0	5,8	5,7
Осень	1,7	-6,7	Верхняя	0,1	0,0	0,7	0,7	0,6
			Средняя	0,2	0,1	1,4	1,3	1,1
			Нижняя	0,3	0,1	2,1	2,0	1,7

рение			Разность $E-E_0$					
склонов, град.								
южная			северная			южная		
5	10	15	5	10	15	5	10	15
зона								
6,6	6,7	6,9	-3,7	-3,5	-3,4	-6,6	-6,8	-6,9
7,9	8,1	8,3	-3,7	-3,5	-3,4	-5,3	-5,4	-5,5
9,2	9,5	9,7	-1,2	-1,2	-1,1	-4,0	-4,0	-4,1
2,8	2,9	2,9	-7,8	-7,6	-7,4	-11,4	-11,5	-11,8
4,3	4,3	4,4	-6,5	-6,4	-6,2	-9,9	-10,1	-10,3
5,7	5,8	5,9	-5,2	-5,1	-5,0	-8,5	-8,6	-8,8
1,3	1,5	1,6	-3,1	-2,7	-2,4	-5,4	-5,8	-6,4
2,0	2,2	2,4	-2,6	-2,2	-2,0	-4,7	-5,1	-5,6
2,7	2,9	3,2	-2,1	-1,8	-1,6	-4,0	-4,4	-4,8
ливая зона								
5,6	5,6	5,8	-5,1	-4,9	-4,8	-8,3	-8,5	-8,6
6,9	7,0	7,2	-5,1	-4,9	-4,8	-7,0	-7,1	-7,2
8,3	8,5	8,6	-2,6	-2,5	-2,4	-5,6	-5,6	-5,8
1,5	1,5	1,5	-9,9	-9,5	-9,2	-13,2	-13,4	-13,7
2,9	3,0	3,0	-8,5	-8,1	-7,9	-11,8	-11,9	-12,2
4,4	4,5	4,6	-7,1	-6,8	-6,6	-10,3	-10,4	-10,6
0,8	0,9	1,0	-5,2	-4,6	-3,9	-7,2	-7,8	-8,5
1,6	1,7	1,9	-4,5	-4,0	-3,4	-6,4	-7,0	-7,6
2,4	2,6	2,8	-3,9	-3,4	-2,9	-5,6	-6,1	-6,7
зона								
4,4	4,5	4,5	-6,9	-6,7	-6,5	-10,2	-10,4	-10,6
5,8	6,0	6,0	-6,9	-6,7	-6,5	-9,8	-8,9	-9,1
7,3	7,4	7,5	-4,1	-4,0	-3,9	-7,3	-7,5	-7,6
			-12,1	-11,6	-11,4			
			-10,6	-10,2	-9,9			
			-9,1	-8,7	-8,5			
			-6,3	-5,9	-5,1			
			-5,6	-5,3	-4,6			
			-4,9	-4,6	-4,0			

Схема увлажнения почв выпуклых склонов в зонах различного увлажнения

Характеристика увлажнения	Сухое	Засушливое	Слабозасушливое	Достаточное	Оптимальное	Влажное	Избыточно-влажное
Влажность почвы в % полевой влагоемкости	≤ 30	30—40	40—50	50—60	60—80	80—90	≥ 100
E/E_0	$\leq 0,3$	0,5—0,3	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0

Весна

Зона достаточного увлажнения ¹		НЮ	НЮ	НЗ	СЮ СЗ	ВЮ ВЗ	ПЮ ПЗ ПС ПВ
Слабозасушливая зона		НЮ	НЗ	СЮ СЗ	ВЮ ВЗ	СС СВ НС НВ РМ	ПС ПВ
Засушливая зона	НЮ	НЗ	СЮ СЗ	ВЮ ВЗ	СС СВ НС НВ РМ	ПЮ ПЗ	ПС ПВ
Очень засушливая зона	НЮ НЗ	СЮ СЗ	ВЮ ВЗ	СС СВ НС НВ РМ	ПЮ ПЗ	ПС ПВ	

Сухая зона	Лето					
	НЮ СЗ НЗ СЮ	ВЮ ВЗ СЮ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ
Зона достаточного увлажнения	НЮ СЗ НЗ СЮ	ВЮ ВЗ СЮ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ
Слабозасушливая зона	НЮ СЗ НЗ СЮ	ВЮ ВЗ СЮ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ
Засушливая зона	НЮ СЗ НЗ СЮ	ВЮ ВЗ СЮ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ
Очень засушливая зона	НЮ СЗ НЗ СЮ	ВЮ ВЗ СЮ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ
Сухая зона	НЮ СЗ НЗ СЮ	ВЮ ВЗ СЮ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ	ВЗ СЗ НЗ СВ НВ РМ

1 В зоне избыточного увлажнения выпуклые склоны встречаются редко.

Характеристика увлажнения	Сухое	Засушливое	Слабозасушливое	Достаточное	Оптимальное	Влажное	Избыточно-влажное
Влажность почвы в % полевой влагоемкости	≤ 30	30—40	40—50	50—60	60—80	80—90	≥ 100
E/E_0	≤ 0,3	0,5—0,3	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Осень							
Зона достаточного увлажнения		НЮ НЗ	ВЮ СЮ СЗ	ВЗ СС НС СВ НВ РМ	НЮ ПЗ ВС ВВ	ПС ПВ	Сброс избытка воды
Слабозасушливая зона	СЮ НЮ НЗ	ВЮ ВЗ СЗ					
Засушливая зона	ВЮ ВЗ СЮ СЗ НЗ СС НС СВ НВ РМ	НЮ НЗ ПЮ ПЗ ВС ВВ РМ	СС СВ НС РМ	ПЮ ПЗ ВС ВВ	ПС ПВ		
Очень засушливая зона	Все остальные местоположения	РМ					
Сухая зона	Все местоположения	РМ	Периоды	Поливы в критические периоды развития растений			
Необходимые мелиоративные мероприятия	Систематическое орошение	Ское орошение	орошение				

почти весь рассматриваемый диапазон увлажнения: в слабо-засушливой зоне пониженные места, подножия северных и восточных склонов избыточно увлажнены, нижние части южных склонов выпуклого профиля и верхние части прямых и вогнутых склонов той же экспозиции характеризуются 30—40% влажности наименьшей полевой влагоемкости. В засушливой зоне увлажнение почв в зависимости от местоположения меняется от 80—90% в понижениях рельефа и у подножий северных и восточных склонов до значений $\leq 30\%$ в наиболее сухих частях склонов южной экспозиции.

В более влажных зонах (достаточного и избыточного увлажнения), как и в более сухих (очень засушливой и сухой), диапазон изменения влажности почвы в зависимости от местоположения меньше. В пределах зоны избыточного увлажнения ровные участки, понижения склонов всех экспозиций, северные и восточные склоны, нижние части южных и западных склонов весной избыточно увлажнены, самые сухие — верхние части южных склонов характеризуются достаточным увлажнением. В сухой зоне диапазон влажности почв изменяется от достаточного (50—60%) в понижениях рельефа и у подножий северных и восточных склонов до сухого ($\leq 30\%$) в верхних и средних частях южных и западных склонов прямого и вогнутого профиля и в нижних и средних частях вогнутых склонов той же экспозиции.

Уменьшение диапазона увлажнения почвы разных местоположений в зонах крайнего увлажнения вполне понятно: в зоне избыточного увлажнения большинство местоположений, в том числе и ровные участки, переувлажнено (влажность почвы более 100% полевой влагоемкости), и в эту градацию попадают формы рельефа, имеющие увлажнение такое же, как на ровном месте, и те, которые получают еще большее количество воды. В сухой зоне, напротив, различия в увлажнении в зависимости от местоположения ограничивает недостаток влаги, и здесь в градацию, характеризующуюся влажностью почвы $\leq 30\%$, уже весной попадают такие формы рельефа, которые в других зонах различаются по увлажнению.

Летом наибольшие различия в увлажнении в зависимости от местоположения в пределах одной зоны наблюдаются в зоне избыточного увлажнения: от избыточно-влажных (подножия северных и восточных склонов) до засушливых (верхние части южных склонов прямого и вогнутого профиля). По мере увеличения сухости почв по зонам диапазон различий во влажности в зависимости от рельефа постепенно уменьшается, и в сухой зоне все местоположения сухие — влажность почвы $\leq 30\%$.

Осенью заметное увеличение влагозапасов в почве наблюдается только в зоне избыточного увлажнения. Диапазон различий влажности почв в пределах этой зоны меньше, чем летом. Понижения рельефа, подножия склонов всех экспозиций, нижние части прямых и вогнутых склонов северной и восточной экспозиций

Схема увлажнения почв вогнутых и прямых склонов в зонах различного увлажнения

Характеристика увлажнения	Сухое	Засушливое	Слабозасушливое	Достаточное	Оптимальное	Влажное	Избыточно-влажное
Влажность почвы, в % от полевой влагоемкости	≤ 30	30—40	40—50	50—50	60—80	80—90	≥ 100
E/E_0	$\leq 0,3$	0,5—0,3	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0

Весна

Зона избыточного увлажнения				ВЮ	ВЗ	СЮ СЗ	НЮ ПЮ НЗ ПЗ ВС СС НС НВ ПВ РМ
Зона достаточного увлажнения			ВЮ	ВЗ	СЮ СЗ	ВЗ СЮ СЗ	НЮ ПЮ НЗ ПЗ ВС СС НС НВ ПВ РМ
Слабозасушливая зона		ВЮ	ВЗ	СЮ СЗ	ВЗ СЮ СЗ	ВЗ СЮ СЗ	НЮ ПЮ НЗ ПЗ ВС СС НС НВ ПВ РМ
Засушливая зона	ВЮ	ВЗ	СЮ СЗ	ВЗ СЮ СЗ	ВЗ СЮ СЗ	ВЗ СЮ СЗ	НЮ ПЮ НЗ ПЗ ВС СС НС НВ ПВ РМ

Очень засушливая зона	ВЮ ВЗ	СЮ СЗ	НЮ НЗ ВС СС ВВ СВ РМ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ	ПС ПВ
Сухая зона	ВЮ СЮ ВЗ СЗ	НЮ НЗ ВС СС ВВ СВ РМ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ		
Зона избыточного увлажнения		ВЮ	ВЗ	СЮ СЗ	НЮ НЗ ВС СС СВ РМ	ПС ПВ
Зона достаточного увлажнения	ВЮ ВЗ	СЮ СЗ ВВ	НЮ НЗ ВС СС СВ РМ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ	
Слабозасушливая зона	ВЮ СЮ ВЗ СЗ ВВ	НЮ НЗ ВС СС СВ РМ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ		
Засушливая зона	ВЮ СЮ НЮ ВЗ СЗ НЗ ВВ СС СВ РМ	НЮ НЗ НС НВ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ		

Лето

ПС
ПВ

Характеристика увлажнения	Сухое	Засушливое	Слабозасушливое	Достаточное	Оптимальное	Влажное	Избыточно-влажное
Влажность почвы, в % от полевой влагоемкости	≤ 30	30—40	40—50	50—60	60—80	80—90	≥ 100
E/E_0	$\leq 0,3$	0,5—0,3	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Очень засушливая зона	ВЮ СЮ НЮ ВЗ СЗ НЗ ВС СС НС ВВ СВ НВ РМ	ПЮ ПЗ ПС ПВ					
Сухая зона	Все остальные местоположения						

Осень

Зона избыточного увлажнения		ВЮ ВЗ		НЮ НЗ	СЮ СЗ ВС ВВ	НЮ НЗ СС СВ РМ	ПЮ ПЗ НС ПВ НВ
Зона достаточного увлажнения	ВЮ	ВЗ	СЮ СЗ ВС ВВ	НЮ НЗ СС СВ РМ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ	

Слабозасушливая зона	ВЮ СЮ ВЗ	ВС ВВ СЗ	НЮ НЗ СС СВ РМ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ	Сброс избытка воды
Засушливая зона	ВЮ СЮ НЮ ВЗ СЗ ВС ВВ РМ	НЗ СС СВ	ПЮ ПЗ НС НВ	ПС ПВ		
Очень засушливая зона	Все остальные местоположения РМ	ПС ПВ				
Сухая зона	Все местоположения РМ					
Необходимые мероприятия	Систематическое орошение	Периодическое орошение	Поливы в критические периоды развития растений			

П р и м е ч а н и е. РМ — ровное место, ВС — верхние части северных склонов, СС — средние части северных склонов, НС — нижние части северных склонов, ПС — подножия северных склонов, ВЮ — верхние части южных склонов, СЮ — средние части южных склонов, НЮ — нижние части южных склонов, ПЮ — подножия южных склонов, ВЗ — верхние части западных склонов, СЗ — средние части западных склонов, НЗ — нижние части западных склонов, ПЗ — подножия западных склонов, ВВ — верхние части восточных склонов, СВ — средние части восточных склонов, НВ — нижние части восточных склонов, ПВ — подножия восточных склонов.

увлажнены избыточно; самые сухие — верхние части южных и западных склонов (50—60% полевой влагоемкости). Наибольшие различия в увлажнении почв имеют место в это время года в зоне достаточного увлажнения, где отмечаются участки влажные (подножия северных и восточных склонов), засушливые (южные части южных и западных склонов выпуклого профиля) и даже сухие (верхние части южных склонов прямых и вогнутых). В слабозасушливой зоне диапазон увлажнения почв тоже достаточно велик: от оптимального (60—80%) до сухого ($\leq 30\%$). Для зоны достаточного увлажнения и слабозасушливой для этого времени года характерна тенденция к увеличению почвенных влагозапасов. В очень засушливой и сухой зонах от лета к осени происходит дальнейшее иссушение почв, и в сентябре практически во всех местоположениях влага израсходована и нет никаких различий в увлажнении почв в зависимости от местоположения.

Полученные результаты дают возможность пересмотреть утвердившееся в литературе мнение, что наибольшие различия влагозапасов почвы по элементам рельефа имеют место весной, наименьшие — осенью.

Как следует из изложенных выше материалов, этот вывод справедлив только для сухой, очень засушливой и с некоторым приближением для засушливой зон, т. е. для тех зон, где остро ощущается недостаток влаги. Необходимо отметить, что и полевые исследования, на основании которых был сделан этот вывод, производились в засушливых и сухих зонах [8], [5].

Согласно изложенному выше, сглаживание различий по элементам рельефа может происходить и вследствие противоположной причины — избытка воды, когда большинство местоположений переувлажнено, что имеет место весной в зоне избыточного увлажнения. В таких условиях максимальные различия по формам рельефа наблюдаются летом при наибольшей для этой зоны сухости почв.

Зона достаточного увлажнения и отчасти слабозасушливая зона занимают промежуточное положение, и поэтому здесь нет заметного сезонного сглаживания различий влагозапасов по элементам рельефа.

В табл. 4а и 4б даны также мелиоративные мероприятия, необходимые для обеспечения нормального роста и развития растений. При избыточном увлажнении необходим сброс избытка воды, при достаточном увлажнении — поливы в критические периоды развития растений, засушливое и слабозасушливое увлажнение требует уже периодического, а сухое — систематического орошения.

Приведенные материалы показывают, что даже весной в зоне избыточного и достаточного увлажнения для оптимального развития растений в наиболее сухих местоположениях требуются отдельные поливы. В сухой зоне все местоположения начиная с весны нуждаются в дополнительной влаге.

Полученная схема увлажнения почв в пересеченной местности (табл. 4а и 4б) дает возможность картировать условия увлажнения весной, летом и осенью в сложном рельефе аналогично тому, как это было сделано автором в работе [6] для всего периода вегетации в целом. На основе гипсометрической карты среднего

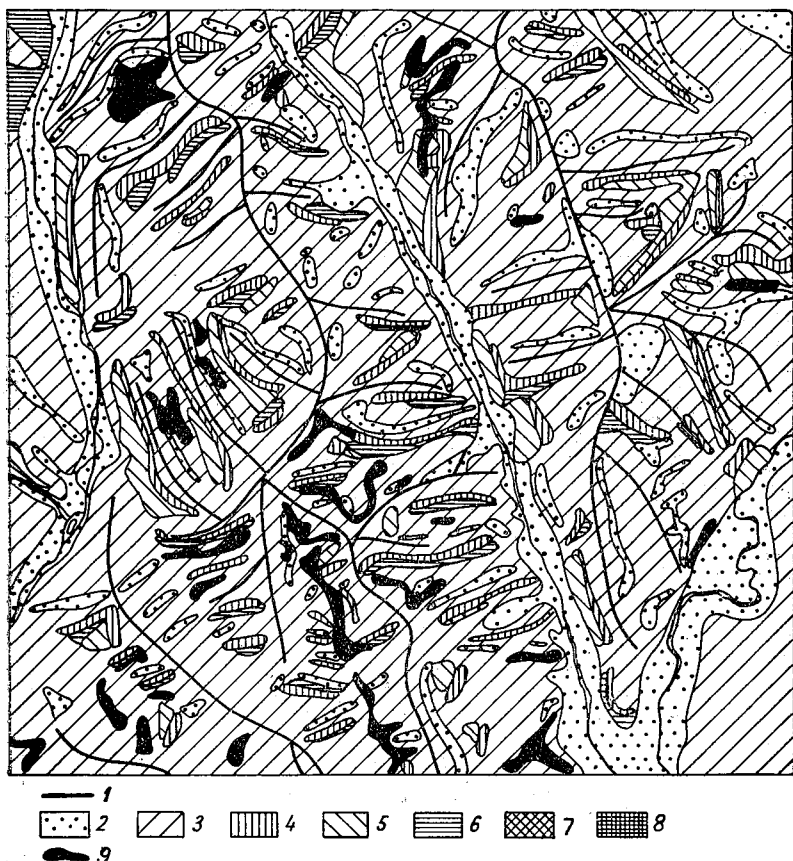


Рис. 1. Увлажнение почвы в процентах от полевой влагоемкости (весна).

1 — линии водоразделов, 2 — >90%, 3 — 80—90%, 4 — 60—80%, 5 — 50—60%, 6 — 40—50%, 7 — 30—40%, 8 — <30%, 9 — склоны крутизны >10°.

масштаба должны быть получены морфометрические характеристики рельефа, т. е. построены карты-схемы экспозиций форм рельефа и крутизны склонов. Окончательная морфометрическая основа, пригодная для картирования данных влажности почвы по табл. 4а и 4б, получается в результате совмещения этих карт.

На рисунках приводится пример картирования данных влажности почвы в условиях изрезанного рельефа Средне-Русской

возвышенности в зоне достаточного увлажнения для весны (рис. 1), лета (рис. 2) и осени (рис. 3). Одинаковые условия увлажнения на всех трех рисунках даны одинаковыми условными обозначениями. Представленные рисунки отражают пестроту увлажнения почв, наблюдаемую в природе. В пределах этой небольшой территории (880 км^2) выделяется пять градаций увлажнения. Весной



Рис. 2. Увлажнение почвы в процентах от полевой влагоемкости (лето).

Усл. обозн. см. рис. 1.

преобладает влажность, равная 80—90% полевой влагоемкости, а распространение более сухих участков ограничено. Летом условия увлажнения еще более пестрые, трудно выделить преобладающие условия увлажнения; распространены участки, характеризующиеся влажностью 40—50% полевой влагоемкости и 50—60%, и 60—80%, и 30—40%. Осенью есть преобладающий фон (50—60%), однако более или менее увлажненные участки занимают достаточно большую площадь в пределах рассматриваемой территории.

Учет изменения условий увлажнения почвы в пределах ограниченной территории необходим при планировании и проведении мелиоративных мероприятий.

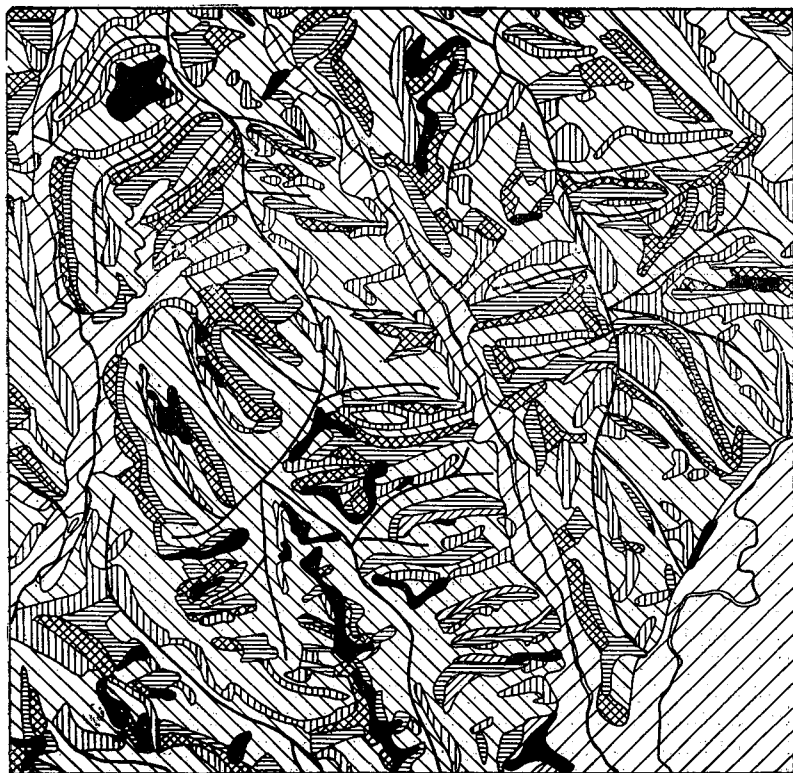


Рис. 3. Увлажнение почвы в процентах от полевой влагоемкости (осень).
Усл. обозн. см. рис. 1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат. Л., 1956.
2. Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеиздат. Л., 1963.
3. Зубенок Л. И. Характеристика увлажнения территории Советского Союза. Тр. ГГО, вып. 179, 1965.
4. Романова Е. Н. Оценка увлажненности пологих склонов на Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 190, 1966.
5. Романова Е. Н. Увлажнение почвы. В кн.: «Микроклимат холмистого рельефа». Гидрометеиздат, Л., 1962.
6. Романова Е. Н. Использование морфометрических показателей рельефа для характеристики микроклимата. В кн.: «Микроклимат СССР». Гидрометеиздат, Л., 1967.
7. Романова Е. Н. Увлажнение почвы. В кн.: «Микроклимат СССР». Гидрометеиздат, Л., 1967.
8. Федосеев А. П. Влажность почвы в связи с рельефом местности. Труды КазНИГМИ, вып. 13, 1959.

В. Н. АДАМЕНКО, А. В. ЛЕПИН

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНО-РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА В ЗАСТРОЙКЕ СЕВЕРНЫХ ГОРОДОВ

Температурно-радиационный режим застройки как характеристика микроклимата включает в себя показатели температуры воздуха, изменяющиеся в застройке по сравнению с открытым пространством, величины солнечной радиации, которая определяется приходом коротковолновой радиации с учетом степени закрытости небесного свода, отраженной радиации от вертикальных и горизонтальных поверхностей и величины длинноволнового излучения от вертикальных и горизонтальных поверхностей.

Абсолютное значение разницы температуры воздуха на застроенной территории по сравнению с открытым пространством зависит от характера погоды, определяющего величины радиационного баланса и условия воздушного обмена.

По данным наблюдений, на средних географических широтах в летний период в дневные сроки в пределах застройки отмечается увеличение температуры воздуха по сравнению с открытым пространством на $1-3,5^{\circ}$.

Максимальная разница температур между городом и пригородами наблюдается в инсолируемых зонах вблизи стен зданий южной и юго-западной ориентации в жаркую погоду при штиле или при слабых ветрах. Увеличение температуры происходит вследствие большой прогреваемости воздуха при уменьшении турбулентного обмена. В малооблачную погоду с умеренными ветрами и температурой воздуха вне городской застройки около 20° наибольшие разности температур воздуха еще меньше — примерно 2° .

Наименьшие разности температуры характерны для прохладной погоды с ветром, в этих случаях они становятся пренебрежимо малыми.

Уменьшение температуры воздуха по сравнению с открытым пространством отмечается на затененных участках застройки, а также в некоторых случаях и в ее инсолируемых частях. Последнее наблюдается при прохладной погоде со слабым ветром и обусловливается снижением суммарной радиации под влиянием за-

крытости небесного свода, причем разницы температур не превосходят 1,5°.

Исследования ряда авторов показали, что в зимний период изменения температуры воздуха под влиянием застройки невелики и даже в условиях крупного города не превышают 1,5°.

Таким образом, на Севере улучшение микроклимата в застройке за счет повышения температуры не дает ощутимого результата. Добавку тепла в условиях сурового климата Крайнего Севера можно получить изменением величины радиации, отраженной от вертикальных и горизонтальных поверхностей.

Т а б л и ц а 1

Суммарная радиация $Q_{\text{ст}}$ ккал/см², поступающая на стены зданий различной ориентации на Диксоне (1) и Карадаге (2)

Месяц	Север		Восток		Юго-восток		Юг	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Май	5,5	2,5	12,1	8,4	12,7	8,8	12,9	8,1
Июнь	4,5	2,3	8,9	9,5	9,1	9,2	9,2	7,6
Июль	3,5	2,6	7,6	10,0	7,9	9,9	8,0	8,2
Август	1,8	2,1	4,8	9,0	5,4	10,1	5,7	9,4
Сумма за лето	15,3	9,5	33,4	36,9	35,1	38,0	35,8	33,3

В южных городах приток дополнительного тепла от длинноволнового излучения нагретых поверхностей и от отраженной радиации служит источником дополнительного перегрева. На Севере в условиях прохладного лета изменение радиационного режима в застройке может повлиять на улучшение теплоощущения человека, улучшить микроклимат. В будущем, вероятно, для этих целей можно будет предусматривать застройку домами сложной, изогнутой конфигурации, специальные экраны, чашевидные отражатели, фокусирующие солнечные лучи, и другие устройства.

Уже сейчас в отдельных случаях целенаправленно воздействуя на термический режим стен зданий путем изменения их альбедо (использование различных покрытий, окраски), можно регулировать поглощение коротковолновой радиации, следовательно, воздействовать на тепловой режим зданий, на термический режим окружающей территории и на людей, находящихся вблизи инсолируемых стен.

Попытаемся в первом приближении оценить возможные мелиоративные эффекты таких воздействий.

В табл. 1 приведены результаты расчетов суммарной радиации, поступающей на различно ориентированные стены зданий, в условиях Диксона (Крайний Север) и Карадага (Крым), основанных на соотношениях так называемого изоглопного приближения.

Для стен северной экспозиции суммарная радиация оценена с учетом экспериментальных исследований, учитывающих возможную анизотропность радиации [2].

Обращает внимание (табл. 1), что месячные суммы $Q_{ст}$ в мае—июле весьма незначительно отличаются у различно ориентированных стен зданий. В годовом выводе северные стены в мае получают на Севере даже больше, чем на юге.

Таблица 2

Альbedo A и коэффициент поглощения коротковолновой радиации $K=1-A$ по данным натурных наблюдений (в долях единицы)

Материал	Альbedo	Коэффициент поглощения
Кирпич белый	0,71	0,29
Бетон белый	0,70	0,30
Известковая штукатурка		
голубая	0,73	0,27
коричневая	0,10	0,90
Кирпич красный	0,23—0,30	0,70—0,77
Рубероид черный	0,05—0,10	0,95—0,90

Таким образом, в летнее время все стены зданий в Арктике получают радиацию не меньше, чем в одном из наиболее благоприятных для инсоляции районов — Карадаге.

Инженерно-строительные средства дают возможность изменять альbedo A и коэффициент поглощения коротковолновой радиации ($1-A$), в пределах, указанных в табл. 2.

Таким образом, коэффициент поглощения коротковолновой радиации можно увеличивать (уменьшать) в 2—3 раза, используя различные строительные материалы и различную окраску стен. Соответственно могут быть изменены величины поглощенной коротковолновой радиации в направлении, желательном для мелиорации микроклимата и изменения теплового режима зданий.

В табл. 3 приведены величины поглощенной коротковолновой радиации для крайних значений коэффициента поглощения коротковолновой радиации, причем для северной зоны использовано наибольшее возможное значение последнего ($K=0,9$), а для южной — наименьшее ($K=0,3$). Как следует из табл. 3, в мае коротковолновая радиация, поглощенная стенами южной экспозиции на Карадаге, в среднем равна 2,4 ккал/см²мес., тогда как на Диксоне она равна 11,6 ккал/см²мес., т. е. на юге поглощение радиации стеной в среднем почти в 5 раз меньше, чем на севере. Даже в целом за год южные стены зданий на Диксоне получают радиационного тепла в 2 раза больше, чем на Карадаге (соответственно 54,1

и 26,0 ккал/см²год). Таким образом, изменение отражательных свойств стен — один из возможных резервов воздействия на термический режим зданий и застройки в желательном для строителей направлении.

Вопрос о целесообразности теплового воздействия таким способом должен быть предметом специального рассмотрения. Здесь

Таблица 3

Поглощенная стенами коротковолновая радиация (ккал/см²) в зависимости от экспозиции на Диксоне (1) при коэффициенте поглощения коротковолновой радиации $K = 0,9$ и на Карадаге (2) при коэффициенте поглощения $K = 0,3$

Месяц	Экспозиция стены							
	север		восток		юго-восток		юг	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Май	5,0	0,8	10,9	2,5	11,4	2,6	11,6	2,4
Июнь	4,0	0,7	8,0	2,8	8,2	2,8	8,3	2,3
Июль	3,1	0,8	6,8	3,0	7,1	3,0	7,2	2,4
Август	1,6	0,6	4,3	2,7	4,8	3,0	5,1	2,8
Сумма за лето	13,7	2,9	30,0	11,0	31,5	11,0	32,2	9,9
Год	18,0	5,4	44,0	20,8	50,8	25,3	54,1	26,0

же остановимся на частном вопросе — о возможном использовании увеличения поглощения коротковолновой радиации в целях создания искусственных соляриев в северной зоне. Как показывают оценки, сделанные на основании экспериментальных исследований, выполненных К. Ш. Хайруллиным, в условиях штиля имеет место достаточно четко выраженная зависимость повышения температуры стены Δt от степени поглощения коротковолновой радиации B_k (рис. 1).

Даже для средних данных (Чита) такое повышение в апреле составляет 14° в полуденные часы. Аналогичная зависимость намечается и по климатологическим данным на основании соотношений, определяющих тепловой баланс зданий [4]. Из этих материалов следует, что путем увеличения поглощения коротковолновой радиации можно увеличивать нагрев стен зданий на несколько десятков градусов (на 20—30° и более), причем этот вывод подтверждается как экспериментальными материалами, так и теоретическими оценками. Существенно, что такой нагрев будет значительным лишь при штиле или слабом ветре. Как показал К. Ш. Хайруллин [5], имеет место зависимость теплоотдачи, выражаемой изменением температуры стены Δt , от скорости ветра. Из этой зависимости следует, что для улучшения микроклимата на Севере необходимо значительное снижение скорости ветра (от 1—2 м/сек. до штиля).

В работе З. И. Пивоваровой приведена зависимость повышения температуры стены от величины поглощенной коротковолновой радиации [4]. Из этой зависимости следует, что даже для средних условий при поглощении южной стеной коротковолновой радиации, равной около 11 ккал/см²мес., в условиях Диксона температура стены повышается примерно на 10°. При поглощенной

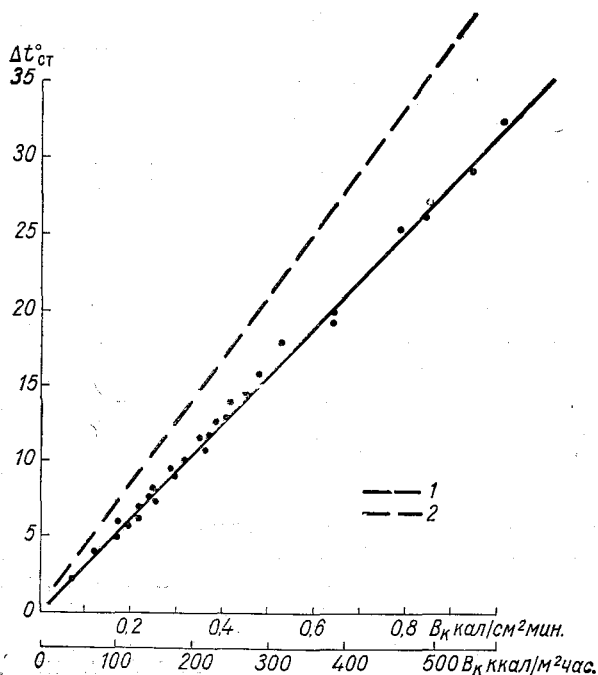


Рис. 1. Зависимость повышения температуры стены Δt° от величины поглощенной коротковолновой радиации B_k по данным натурных наблюдений.

1 — кирпичная стена; 2 — деревянная стена.

коротковолновой радиации, равной около 4 ккал/см²мес. (коэффициент поглощения радиации $K=0,3$), температура стены повышается примерно на 2—3°. Таким образом, изменяя коэффициент поглощения коротковолновой радиации, можно увеличивать нагрев стены в среднем на 2—10°.

Нами были проведены расчеты температуры поверхности южной стены в ясный полдень в некоторых пунктах Крайнего Севера и средней полосы СССР.

Из приведенных графиков (рис. 2) следует, что почти во всех пунктах температура стены ниже средневзвешенной температуры кожи, соответствующей комфортному теплоощущению.

Для создания соляриев можно оценить, каким образом задавать альbedo стен: что выгоднее с точки зрения энергетики тела загорающего человека — белый или темный цвет стены. Другой вопрос, который возникает при решении такой задачи, заключается в выборе материала, наиболее перспективного с точки зрения свойств отражения в ультрафиолетовой области спектра.

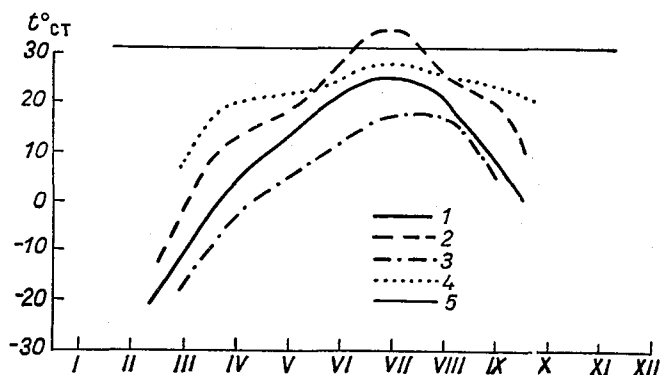


Рис. 2. Годовой ход температуры поверхности южной стены в ясный полдень в различных пунктах Крайнего Севера и в Ленинграде.

1 — Оленек; 2 — Якутск; 3 — Тикси; 4 — Ленинград; 5 — средневзвешенная температура кожи человека, соответствующая комфортному теплоощущению.

Методика проведенных расчетов кратко состояла в следующем. Из Справочников по климату были получены данные об интенсивности солнечной радиации в отдельные сроки до полудня, в полдень и после полудня S' , а также данные о температуре воздуха в ряде пунктов СССР. Далее была рассчитана величина солнечной радиации $Q_{ст}$, приходящая на стены южной ориентации, и вычислено значение поглощенной радиации

$$B_k = Q_{ст}(1 - A), \quad (1)$$

где A — альbedo, задаваемое соответственно равным 0,9, 0,7, 0,3 и 0,1. Далее по графику рис. 1 рассчитывались величины дополнительного нагрева Δt этих стен по отношению к температуре воздуха t_b

$$t_{ст} = t_b + \Delta t. \quad (2)$$

Затем по известной температуре стены с заданными значениями альbedo определялось их длинноволновое ($E_{ст}$) излучение по соотношению Стефана — Больцмана (рис. 3)

$$E_{ст} = S \sigma (273 + t_{ст}). \quad (3)$$

Отраженная стенами радиация $R_{ст}$ определялась для каждой стены как

$$R_{ст} = Q_{ст} A. \quad (4)$$

Часть радиации, отражающаяся от стены $R_{ст}$, поглощается поверхностью кожи загорающего человека. При альбедо кожи $A_{к.т.}$, равном 0,3, вследствие отражения коротковолновой радиации от стены человек получит дополнительное тепло, равное

$$B_{к.т} = R_{ст}(1 - A_{к.т}). \quad (5)$$

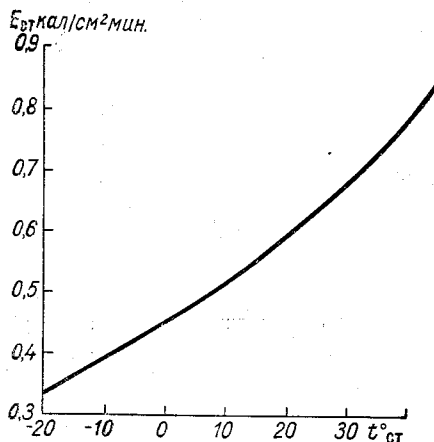


Рис. 3. Зависимость потока длинноволнового излучения $E_{ст}$ от температуры стены.

Таким образом, поверхность тела загорающего человека, обращенная к стене, будет поглощать: а) отраженную от стены коротковолновую радиацию $R_{ст}$; б) длинноволновую радиацию¹, излучаемую стеной $E_{ст}$,

$$M = B_{к.т} + E_{ст}. \quad (6)$$

Собственное излучение E_t обращенной к стене поверхности тела человека при средней температуре кожи, равной примерно 33°, оценивается также по соотношению Стефана—Больцмана (рис. 3) и равно около 0,7 ккал/см²·мин. Таким образом, остаточная радиация $B_{ост}$ обращенной к стене поверхности тела человека равна

$$B_{ост} = M - E_t. \quad (7)$$

¹ Альбедо в длинноволновой области спектра принимается близким к нулю.

Условие, когда поглощенная кожей радиация M больше ее собственного излучения E_t , является необходимым для комфортного состояния человека, т. е. когда

$$M > E_t. \quad (8)$$

Для создания условий комфортности достаточно, чтобы потери тепла на испарение и турбулентный обмен не превосходили M . Кроме того, необходимо, чтобы поверхность тела, обращенная к солнцу, также удовлетворяла условию (8), которое может быть использовано в качестве одного из критериев эффективности изменения альbedo стены в солярии.

Как показали расчеты, вопреки априорным предположениям, белая стена более эффективна с точки зрения получения наибольшего энергетического эффекта в условиях солярия, причем наибольший эффект от изменения альbedo стены может быть получен весной. Так, при крайних значениях альbedo ($A=0,1$ и $A=0,9$) уже в марте почти во все сроки, когда загорают в ясную солнечную погоду, тепловая добавка от поступающей на человека радиации от белой стены (рис. 4) превосходит его собственное излучение, т. е. выполняется соотношение (8).

В Ленинграде тепловая добавка M у темной стены (рис. 4, а) с альbedo $A=0,1$ только в полдень превышает собственное излучение тела E_t . У светлой стены с альbedo $A=0,9$ это превышение имеет место в период с 9 до 15 час.

Другой аспект рассматриваемого вопроса заключается в том, что белая стена меньше нагревается, ее температура не намного отличается от температуры воздуха, и ее теплоаккумуляция значительно меньше, чем у темной стены (рис. 4, б и 4, г).

Расчеты, проведенные по данным многих пунктов, расположенных севернее Ленинграда, также показали справедливость сделанных выводов (ст. Оленек и др.), что иллюстрируется рис 4, в.

Для проверки справедливости сделанных расчетов одним из авторов совместно с К. Ш. Хайруллиным были проведены эпизодические измерения всех компонентов радиационного баланса тела человека и стен разной экспозиции. На рис. 5 приведены результаты измерения длинноволнового излучения стен южной и северной экспозиций в зависимости от расстояния от стен. Измерения проводились радиометром конструкции С. П. Малевича-Малевского при участии в измерениях автора прибора. Длинноволновое излучение (рис. 5) инсолируемой стены ослабляется в зависимости от расстояния от стены, однако даже на расстоянии 5—7 м это ослабление незначительно. Таким образом, влияние длинноволновой радиации инсолируемых стен ощутимо на весьма значительном расстоянии, длинноволновое излучение неинсолируемых стен ослабляется еще меньше, чем инсолируемых.

Проведенные измерения показали справедливость используемой методики расчета тепловой добавки, получаемой от стен разной ориентации и альbedo.

Таким образом, вопреки ожиданиям, темные стены менее выгодны с точки зрения получения наибольшего теплового эффекта в условиях соляриев.

При выборе светлой окраски стены в солярии необходимо также создание оптимальных условий в ультрафиолетовой части

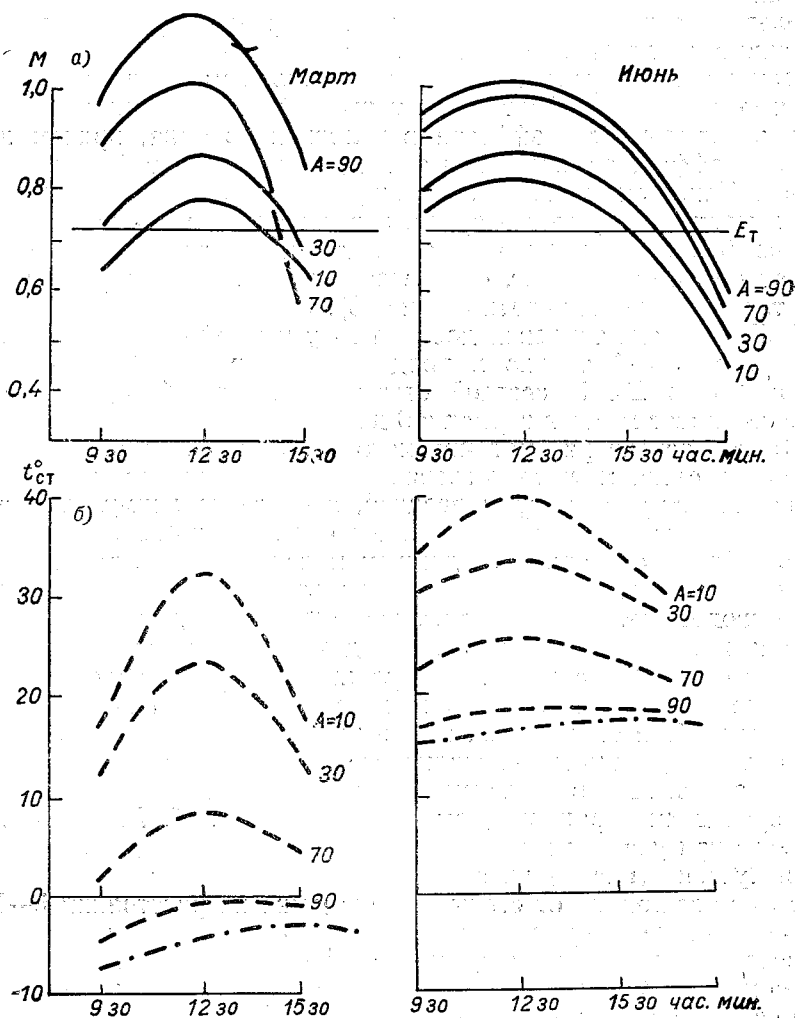
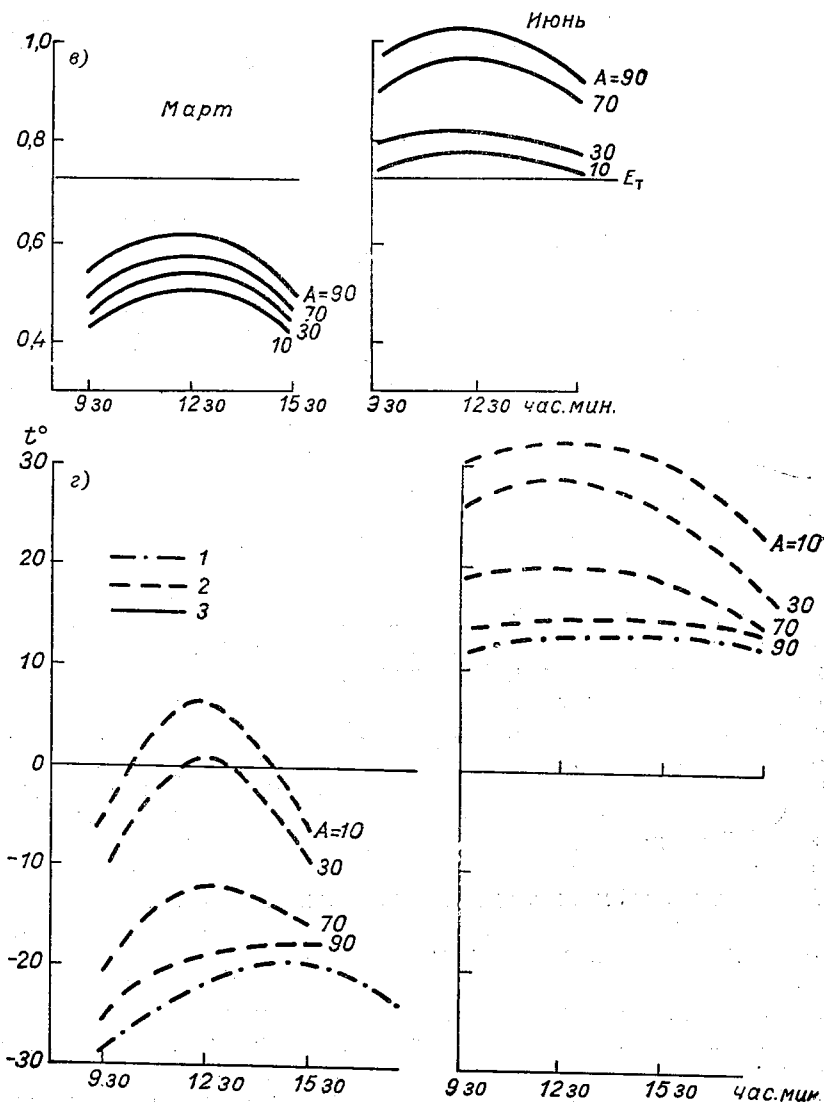


Рис. 4. Дневной ход в условиях Ленинграда (а и б) и Оленька (в и г) температуры $M = B_{к.т} + E_{ст}$ (а и в) при 1 — температура воздуха; 2 — температура поверхности стены; 3 — поглощенная те-

спектра солнечной радиации. Согласно данным В. А. Белинского [6], альbedo не зависит от цвета поверхности и для некоторых порошков и красок находится в следующих пределах при радиации в области длин волн 280—320 нм: окись магния — 0,95; углекислый кальций — 0,83; углекислый магний — 0,81; окись алюминия —



ратуры поверхности южной стены (б и г) и поглощенной телом радиации различных значениях альbedo A .
лом радиация; E_T — собственное длинноволновое излучение тела человека.

0,74; алюминиевые обои — 0,68—0,82; алюминиевая бронза (краска) — 0,65; мел — 0,63; барий сернокислый — 0,60; окись циркония — 0,41—0,78; бумажная ткань — 0,60; свинцовые белила — 0,50; известь — 0,48; нитролаковые белые краски — 0,40—0,58; казеиновые белые краски — 0,43—0,54; клеевые белые краски — 0,27—0,33, масляные белые краски — 0,17—0,32, льняные ткани — 0,37, свинцовые белила (краска) — 0,28; литопон — 0,04; титановые белила — 0,04, сажа — 0,04, окись цинка — 0,02.

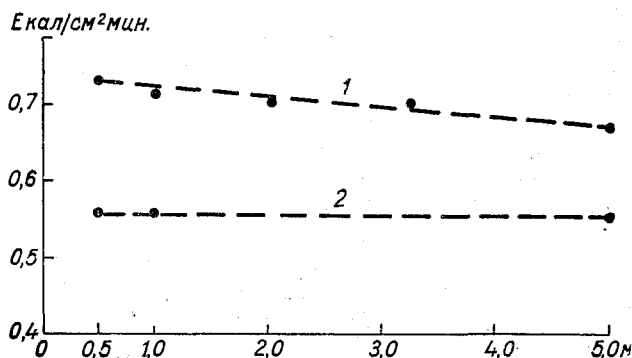


Рис. 5. Зависимость длинноволнового излучения южной (1) и северной (2) стены от расстояния от южной стены по данным натурных наблюдений.

Таким образом, цвет поверхности стены еще ничего не говорит об отражательных свойствах данного материала. Так, например, стена, окрашенная масляной белой краской, в ультрафиолетовой области спектра будет иметь альбедо такое же малое, как альбедо темной стены в видимой области спектра солнечной радиации. Следовательно, для создания искусственных соляриев необходимо выбирать красители и материалы с высоким альбедо не только в видимой области спектра, но и в ультрафиолетовой части спектра солнечной радиации в соответствии с данными, приведенными выше.

Подводя итоги, можно сделать следующие выводы.

1. Существующие методы позволяют оценивать изменение коротковолновой видимой и ультрафиолетовой радиации, а также длинноволновое излучение в черте застройки. Проведенные расчеты показали, что при соответствующем изменении альбедо суммы радиации, поступающей на стены в северных и высокоширотных районах, могут быть выше, чем на юге СССР.

2. Архитектурно-планировочные методы могут дать существенное изменение поступления радиации: а) на стены; б) на искусственно создаваемые поверхности, например для улучшения облученности в солярии.

Вопреки ожиданиям, стены с меньшим альбедо менее выгодны с точки зрения получения наибольшего теплового эффекта, белая стена дает тепловую добавку $B_{\text{ост}}$ в отдельные сроки большую, чем темная, в 2—7 раз.

Таким образом, стены светлого цвета более эффективны не только на юге, но и на севере, где с ними связана большая энергетическая эффективность отраженной радиации. На юге в полуденное время население скрывается от прямой инсоляции в тени крон деревьев и в затемненных хорошо аэрируемых помещениях, а в послеполуденное время менее нагретые белые поверхности ослабляют длинноволновое излучение по сравнению с темными и, следовательно, меньше их вклад в тепловое излучение, создающее на юге ощущение духоты и перегрева. С другой стороны, светлые поверхности вызывают меньшее число переходов температуры через ноль, сокращающих долговечность стен и зданий.

3. Как показали расчеты и измерения, в условиях Ленинграда уже в марте радиация, поступающая к поверхности кожи загорающего человека за счет отражения от стены, превышает потери тепла длинноволновым излучением.

Соответствующим подбором альбедо достигается больший эффект в тепловой добавке в видимой области спектра, что связано с тем, что изменение альбедо менее значимо в длинноволновой области спектра по сравнению с последним в видимой области спектра.

4. Изменение длинноволнового излучения инсолируемой стены пропорционально расстоянию от стены, однако на расстоянии 5—7 м оно уменьшается не более, чем на 10—20% от исходной.

Неинсолируемая стена практически излучает независимо от расстояния от нее. Это необходимо учитывать при размещении пешеходных дорожек застройки.

5. Выбором оптимального материала возможно получение максимальной ультрафиолетовой облученности. Альбедо в ультрафиолетовой области спектра практически независимо от альбедо в видимой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н., Хайруллин К. Ш. Влияние скорости ветра и температуры воздуха на температуру открытых частей тела человека в зимний период.
2. Адаменко В. Н., Хайруллин К. Ш. Результаты наблюдений радиации, поступающей на стены зданий. Тр. ГГО, вып. 248, 1969 г.
3. Пивоварова З. И. Прямая солнечная радиация, поступающая на стены зданий. Тр. ГГО, вып. 193, Л., 1967.
4. Пивоварова З. И. Оценка суммарного прихода коротковолновой радиации на стены зданий. Тр. ГГО, вып. 209, Л., 1967.
5. Хайруллин К. Ш. Климатическая характеристика оттепелей на территории СССР. Гидрометеониздат, Л., 1969.
6. Белинский В. А. Ультрафиолетовая радиация Солнца и неба. М., 1968.

ВОЗМОЖНОСТИ МЕЛИОРАЦИИ МИКРОКЛИМАТА В ХОЛОДНОЕ ВРЕМЯ ГОДА НА ЗАСТРОЕННОЙ И ПОДЛЕЖАЩЕЙ ЗАСТРОЙКЕ ТЕРРИТОРИИ

Архитекторы и планировщики давно поняли и оценили необходимость всестороннего изучения микроклимата в черте застройки, а также в районах, подлежащих застройке. Недооценка природных условий, как отмечает В. А. Лавров [6], привела к тому, что в практике строительства и в планировке жилых районов «равновесие между городом и природной средой было нарушено на прошлых этапах развития городов». В связи с этим перед градостроительством поставлена задача, которая формулируется в работе архитектора Н. П. Былинкина: «провести исследования, которые бы показали необходимость глубокого климатического и микроклиматического изучения района будущего строительства, его географического ландшафта, с тем чтобы использовать положительные природные данные, а в случае их нарушения восполнить утраченное путем воссоздания (искусственные водоемы, обводнение рек, воспроизводство лесных массивов, создание заповедных национальных лесопарков как мест будущего отдыха людей и т. д.)» [2].

В большинстве случаев, отмечает Н. П. Былинкин, город своим существованием ухудшает отдельные климатические характеристики местности, в которой он расположен, причем радиус действия современного города, по Кратцеру, достигает десятков километров.

Архитекторы давно стремились по возможности ослабить вредное действие города, именно поэтому, по мнению Н. П. Былинкина, современный город более совершенен в гигиеническом отношении, чем город прошлого: гигиенически обоснованы нормы плотности, выдерживаемая норма инсоляции, регламентация площади зеленых насаждений, обводнение и т. д. делают его более здоровым по сравнению с переуплотненными застройками прошлого в крупных городах. В тех же случаях, когда не учитываются факторы природной среды вследствие мощного внедрения автомобиля, перенаселения, волюнтаристского решения вопросов разме-

щения промышленности, резкого повышения уровня шума, неправильности застройки, неправильного размещения зеленых насаждений, происходит значительное ухудшение климата города и микроклимата в его отдельных районах. Особенно дискомфортные условия создаются в приземном слое воздуха, в пределах 1,0—1,5 м от земли, в зоне, получившей название в литературе «зона климата детей».

В работах архитекторов намечается ряд задач по теме «климат и город», решение которых является необходимым для дальнейшего развития градостроительства на современном его этапе, когда возможности мелиорации микроклимата достаточно велики. Одной из задач является выявление «оптимальной климатической среды» для человека, выявление влияния на организм изменчивости метеорологических условий в пространстве и во времени. Это скорее задача гигиенистов и врачей, чем метеорологов, и в этом направлении еще нет достаточно полных работ, что делает задачу далекой от решения.

Не менее необходимо изучение закономерностей климата и микроклимата тех городов, где изменчивость метеорологических условий велика и значительны климатические контрасты — в северной и южной зонах, где наиболее четко, по мнению архитекторов, можно показать зависимость решений планировочных и инженерных проблем от правильного учета природных факторов, от соблюдения требований, которые предъявляет здоровый город.

Не менее важным представляется установление зависимости между климатическими и микроклиматическими характеристиками, с одной стороны, и приемами планировки и застройки городов, с другой.

Существенным является получение оптимальных объемно-пространственных композиций застройки, оптимальной застройки в зависимости от направления и скорости движения воздуха, трансформированного и преобразованного элементами застройки и городом в целом. Недооценка этого приводит к созданию резко дискомфортных условий для человека в северных и жарких южных городах и даже в городах умеренной зоны [4].

Недостаточно исследовано влияние различных видов и форм озеленения на микроклимат жилого комплекса, микрорайона и города в целом, хотя этому вопросу посвящено значительное число работ.

Даже в далеком будущем, в условиях автоматизации, улучшения форм и средств получения энергии (атомная энергия), решительной реконструкции транспорта (электротяга, полное разделение потоков транспорта и пешеходов) город своим материальным существом (дома, дороги, мосты, массы людей, тепловыделение нагретых стен и асфальта) будет неизбежно порождать добавочные климатические факторы, создавать определенные условия. Следовательно, и тогда, причем еще в большей степени, так как повысятся требования санитарно-гигиенического плана к условиям

в городе и его застройке, будет стоять задача обязательного учета влияния застройки на микроклимат города. Таким образом, всегда будет актуальной задача внесения поправок в функциональную структуру города, которая будет решаться в интересах здоровья горожан.

Задачи мелиорации микроклимата в черте застройки в северной и южной зонах существенно различны. Если на севере первой необходимостью является защита от неблагоприятного воздействия среды, то на юге планировка и приемы мелиорации климата должны позволить человеку как можно больше проводить времени на воздухе, использовать продолжительный теплый период с максимальной пользой для здоровья, хотя и здесь задача борьбы с перегревом и духотой является актуальной [5], [10].

Решение поставленных задач является необходимым при формировании планировочной структуры территории, подлежащей застройке (селитебной зоны), выделении зон различного функционального назначения в черте застройки, решении проблемы отдыха и пригородных связей, выборе архитектурно-планировочной организации застройки и типов общественных и жилых зданий. Особенности местного климата должны найти свое отражение в индивидуальном архитектурном облике жилых массивов и города в целом, что пока не удается сделать в условиях бытовавшего до самого последнего времени типового проектирования: Черемушки Москвы, как родные сестры похожи на Черемушки Одессы и Читы.

Проведенные в ГГО исследования позволяют подойти к решению задачи выделения зон различного функционального назначения и выбора оптимальных вариантов типовой застройки из имеющегося многообразия типовых элементов. Задача решается как путем проведения натурных наблюдений, так и путем использования опыта моделирования застройки в аэродинамических трубах и гидрологических лотках.

В работе В. Н. Адаменко и К. Ш. Хайруллина [1] были намечены возможности оценки мелиоративной эффективности различных вариантов изменения распределения ветра в черте застройки и в черте города с точки зрения теплоощущения человека.

Представляет интерес использовать материалы медиков и гигиенистов для выбора различных пороговых значений реальных, имеющих место в природе, сочетаний метеорологических элементов с точки зрения оценки комфортности условий для человека. Далее эти пороговые константы могут быть использованы для выделения зон различного функционального назначения и оценки эффективности различных приемов мелиорации микроклимата.

В работах Т. Я. Арьева, С. С. Гирголава, В. С. Гамова, Г. Л. Френкеля, П. И. Быкова, В. А. Черниговского, Ш. Н. Курбатова, обобщенных в капитальном труде [7], а также в работах И. А. Арнольди, П. И. Гуменера, П. И. Тальянцева, Э. А. Белкина и Л. С. Каценельбаума [3], а также в работах зарубежных авто-

ров Смита и Левиса [7], экспериментально и клинически выявлены некоторые пороговые показатели условий дискомфорта. Обобщая их для наших целей, наметим несколько их граничных значений:

а) расстройство кровообращения в тканях внешних участков тела (кожи лица, рук); температура кожи лица $Q_K = 10^\circ$;

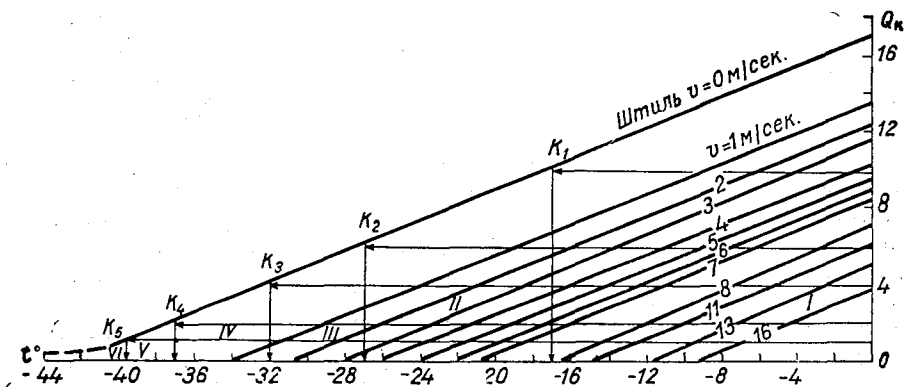


Рис 1а. Зоны дискомфорта в зависимости от сочетания температуры t° воздуха и скорости ветра (м/сек.) в связи с теплоощущением человека.

б) полное прекращение кровообращения; температура кожи лица $Q_K = 6^\circ$;

в) обморожение тканей (начало гипотермии); температура кожи лица $Q_K = 4^\circ$;

г) вторая стадия обморожения, начало побеления; температура кожи лица 1° и ниже.

Нанесем эти пороговые константы на построенную ранее номограмму, чтобы определить возможные комплексы сочетаний температура — ветер и выделить зоны по условиям дискомфорта (рис. 1а).

Следует отметить, что в дальнейшем необходимо учесть возможные вариации влажности и радиации, чтобы оценить влияние всего комплекса возможных сочетаний метеорологических условий, а также влияние времени экспозиции для достижения температурой тканей тех или иных пороговых значений.

На номограммах (рис. 1а и 1 б) выделяется несколько зон:

I — условия, близкие к комфортным: температура воздуха -17° и выше при безветрии или температура выше -17° при ветре, не превышающем 3 м/сек. (критерий по Т. Я. Арьеву, С. С. Гирголаву и др.) — зона комфорта;

II — условия, ограничивающие пребывание человека на открытом воздухе: температура воздуха $-27, -28^\circ$ при штиле или более

высокая температура воздуха при ветре от 1 м/сек. до 9 м/сек. (критерий по И. А. Арнольди) — зона слабого дискомфорта;

III — условия, при которых наступает расстройство кровообращения в тканях открытых частей тела: температура воздуха —32, —33° при безветрии или более высокая температура воздуха при ветре до 15 м/сек. (критерий по В. А. Черниговскому и И. Н. Курбатову) — зона умеренного дискомфорта;

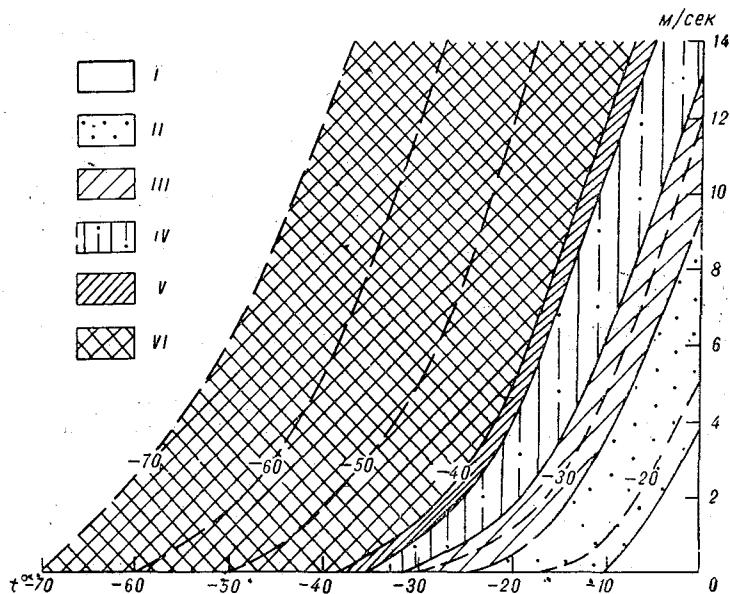


Рис. 16. Зоны дискомфорта в зависимости от приведенной температуры.

Усл. обозн. те же, что на рис. 1а.

IV — условия начала полного прекращения кровообращения и начала гипотермии открытых частей тела, при которых возможно обморожение при относительно кратковременном пребывании человека на воздухе: температура воздуха —37° при безветрии или более высокая температура воздуха при ветре до 15 м/сек. и выше (критерий по Левису и Смиту) — зона сильного дискомфорта;

V — зона жесткого дискомфорта при температуре —40° и безветрии или при более высокой температуре воздуха и скорости ветра до 0,5 м/сек.;

VI — зона супержесткого дискомфорта при температуре воздуха ниже —40°, ограничивающая даже кратковременное пребывание на воздухе без применения специальных мер — обогрева, массаж, повышение теплопродукции и т. д.

Эти границы можно отнести к средним условиям влажности и радиационного режима в зимнее время: при повышенной влажности и отсутствии радиации (условия полярной ночи в Заполярье) эти границы могут сдвигаться в сторону более высоких температур воздуха и меньших скоростей ветра, что требует специального изучения и рассмотрения, однако на первом этапе можно считать полученные соотношения в качестве предварительных границ для средних условий и среднего человека.

Более наглядно намеченные границы и выделенные зоны возможной дискомфортности пребывания человека на открытом воздухе представлены на номограмме (рис. 16), на которой выделены значения приведенной температуры и соответствующие ей сочетания температуры воздуха и скорости ветра внутри каждой зоны. Напомним, что под приведенной температурой воздуха понимается [1] температура, при которой в условиях штиля теплоотдача такая, как при данной температуре воздуха и данной скорости ветра. Следовательно, выше выделенные пороговые значения температуры и соответствуют значениям пороговой приведенной температуры в условиях безветрия.

Рассмотрим возможности анализа реальных сочетаний метеорологических элементов в черте города с учетом намеченных критериев на примере Владивостока и его окрестностей, используя материалы Справочника по климату СССР.

Владивосток перспективен с точки зрения нового строительства. Он также представляет интерес и тем, что природа создала здесь большое своеобразие условий, учет которых необходим при выборе: а) оптимальных планировочных решений, б) наиболее перспективных средств мелиорации микроклимата в черте застройки и за ее пределами. С этой точки зрения и попытаемся оценить условия в холодное время года с учетом выделенных зон дискомфортности и имеющихся материалов дальневосточных строителей, планировщиков и климатологов.

Различия в температуре воздуха в холодное время года на рассматриваемой территории (рис. 2а) не превышают 2° (-13 и -15°).

Дже различия в минимальной температуре воздуха в условиях пересеченного рельефа Владивостока и его окрестностей не превышают $3-4^{\circ}$ (-24 и -27°), тогда как скорость ветра (рис. 2б) отличается более, чем в 2 раза (от 4 до 9—10 м/сек.) по территории.

Совместный учет поля ветра (рис. 2б) и поля температуры (рис. 2а) воздуха с помощью номограмм (рис. 1а, 1б) позволяет, во-первых, объединить комплекс ветер — температура в виде одного показателя приведенной температуры, во-вторых, выявить в 5 раз большие различия (более 10°) в этом обобщенном показателе по сравнению с температурой воздуха (рис. 2в), в-третьих, используя намеченные критерии дискомфортности, выделить на территории зоны с учетом теплоощущения человека, т. е. привязать

двухфакторный комплекс ветер — температура к человеку и его теплоощущению.

Как можно видеть, в поле приведенных температур (рис. 2в) различия (от -30 до -40° и ниже) в 5 раз больше последних в поле температуры воздуха (рис. 2а), где температура изменяется от -13 до -15° . Однако более важно то, что в поле приведенных температур четко выделяются зоны (рис. 2в), различные по степени дискомфорта: 1) зона дискомфорта, где при-

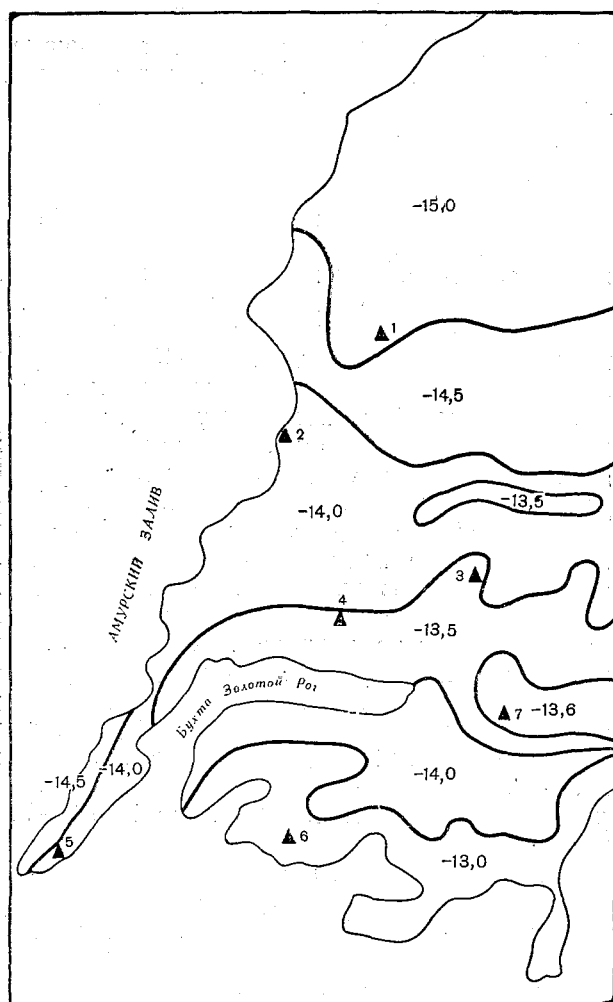


Рис. 2а. Распределение температуры воздуха в январе во Владивостоке и его окрестностях.

веденная температура выше -33° ; 2) зона дискомфорта, где приведенная температура находится в пределах от -33 до -37° ; 3) зона дискомфорта, где приведенная температура ниже -37° . Если в третьей зоне даже кратковременное пребывание на воздухе сопряжено с возможностью обморожения открытых частей тела, то в первой зоне условия для пребывания человека на открытом воздухе наиболее благоприятны, хотя и некомфортны. Наиболее неблагоприятны с гигиенической точки зрения условия побережья в западной, океанской части города, в районе Эгер-

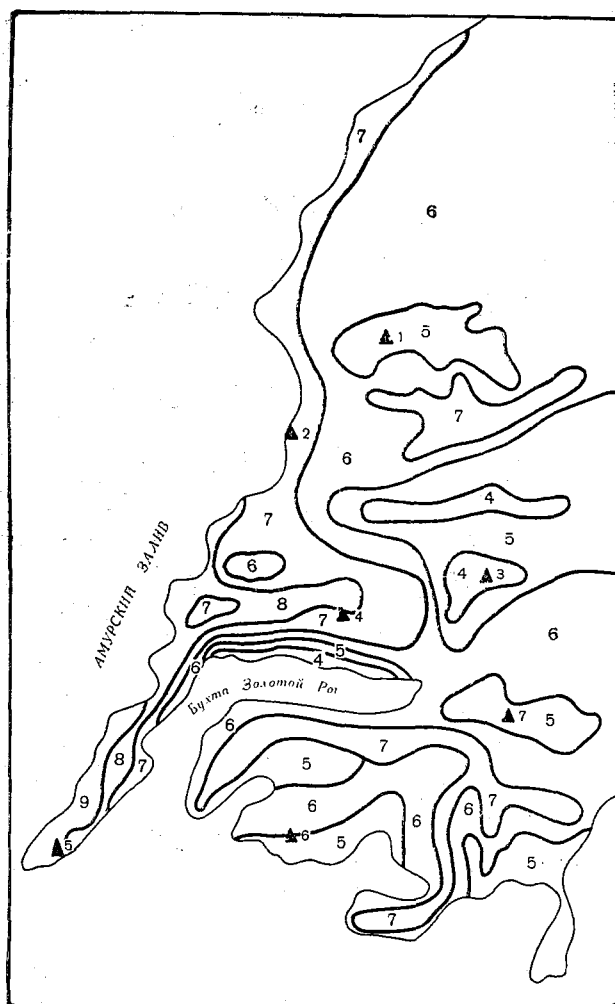


Рис. 26. Распределение скорости ветра (м/сек.) в зимнее время во Владивостоке и его окрестностях.

шельда. Наиболее благоприятные условия в районе Второй и Первой Роты, Мингородка, северной части бухты Золотой Рог.

Встает вопрос, какими средствами и насколько можно изменить существующие условия дискомфорта. Скорость ветра может быть существенно изменена средствами планировки, выбором наиболее перспективных планов застройки, средствами озеленения. Попытаемся оценить некоторые из них.

На рис. 3, построенном по данным, заимствованным из работы архитектора В. И. Пивкина [8], приведены основные типы сущест-

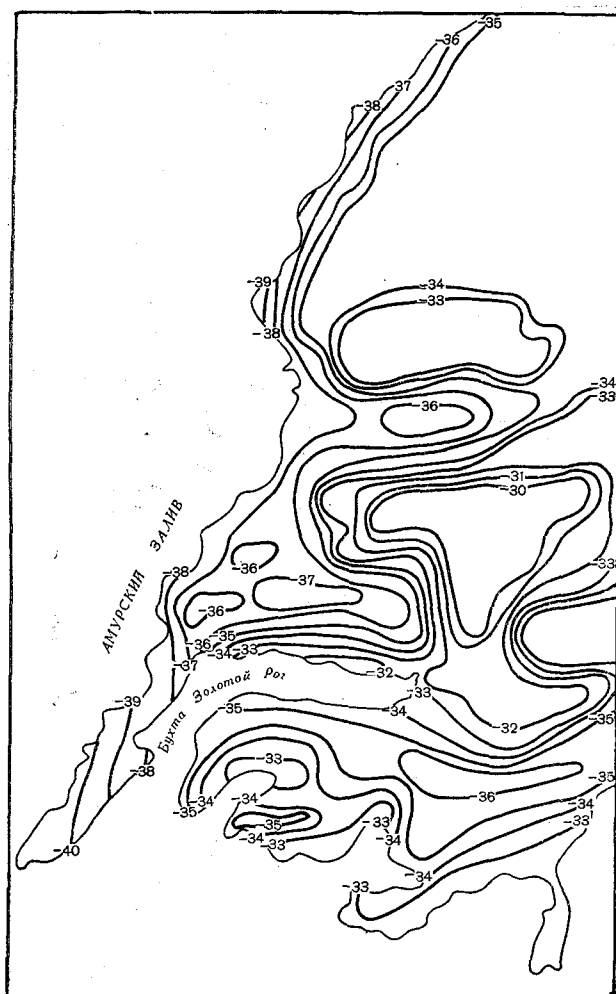


Рис. 2в. Районирование территории Владивостока и его окрестностей по теплоощущению человека.

бующей застройки и средние ветровые коэффициенты, показывающие, насколько уменьшается скорость ветра в застройке по сравнению с незастроенной территорией. Представленные на рис. 3 материалы получены В. А. Хохловым и В. И. Пивкиным на моделях, помещаемых в аэродинамическую трубу с соблюдением режима автомодельности.

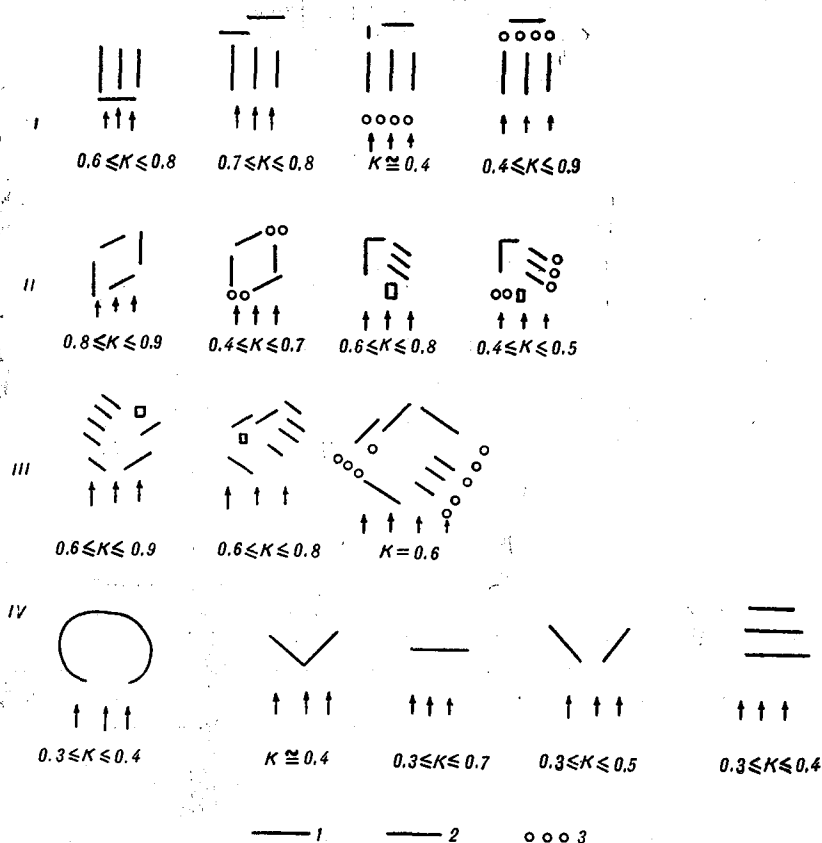


Рис. 3. Основные типы застройки и ветровые коэффициенты в них.
1 — здания, 2 — направление ветра по показанию стрелки, 3 — лесные полосы.

Группа планировочных решений I отличается, как указывает В. И. Пивкин, наибольшей неравномерностью распределения скорости ветра по территории и незначительным сокращением скорости ветра на застроенной территории. Группа II и III отличается более равномерным сокращением скорости ветра, но абсолютная величина снижения скорости ветра невелика. Группа IV характеризуется наибольшим сокращением скорости ветра и его

Климатические параметры, приведенная температура (1), ее изменение (2) (3) под влиянием застройки в зависимости от значения ветрового ($K = v_3/v_0$ отношение скорости ветра в черте

Станция	Средняя месячная		Ветровой								
	темпе- ратура возду- ха, град.	ско- рость ветра, м/сек.	1,4			1,2			1,0		
			1	2	3	1	2	3	1	2	3
Владивосток											
Владивосток, обсер- ватория	-14,2	7,9	-40	—	VI	-40	-3	V	-37	0	IV
Владивосток, порт	-13,6	4,1	-33	-3	IV	-32	-2	IV	-30	0	III
Сад-город	-16,2	2,5	-31	-2	III	-30	-1	III	-9	0	III
Некоторые											
Малые Кармакулы	-11,7	10,9	—	—	VI	-42	-2	VI	-40	0	VI
Мыс Желания . . .	-17,0	8,6	—	—	VI	—	—	VI	-43	0	VI
Диксон	-24,0	8,4	—	—	VI	—	—	VI	-44	0	VI
Верхоянск	-49,0	0,7	—	—	VI	—	—	VI	—	0	VI
Бухта Угольная . .	-18,0	8,4	—	—	—	—	—	VI	-44	0	VI

равномерным ослаблением. Лесные полосы 50% просветности, размещенные в пределах группы зданий дают наибольший эффект, причем размещение лесной полосы внутри застройки менее эффективно, чем перед застройкой. Попытаемся для каждого из приведенных на рис. 3 проектов определить значения приведенных температур и определить возможное ее повышение в каждой из трех выделенных (рис. 2в) зон на территории Владивостока и его окрестностей. Повышение приведенной температуры и будет определено мерой мелиоративной эффективности каждого из типов проектов.

В табл. 1 приведены некоторые климатические параметры и значения приведенной температуры во Владивостоке и его окрестностях, а также ее изменение под влиянием застройки в зависимости от ослабления или усиления скорости ветра в ее черте. В табл. 1 изменение скорости ветра дается значением ветрового коэффициента, получаемого как отношение скорости ветра в черте застройки v_3 к скорости ветра v_0 на незастроенной территории, принимаемой за норму. Римскими цифрами обозначены зоны дискомфорта в черте застройки в соответствии с выше приведенной классификацией (рис. 1а, 1б). Каждому значению ветрового коэффициента в данной конкретной точке г. Владивостока и его окрестностей соответствует значение разности приведенной темпе-

Таблица 1

и соответствующее изменение зоны по дискомфортности теплоощущения коэффициента для г. Владивостока и ряда северных районов (январь) застройки φ_3 к скорости ветра вне ее φ_0)

коэффициент											
0,7			0,5			0,3			0,1		
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3

и его окрестности

—33	4	IV	—30	7	III	—28	9	III	—21	16	II
—27	3	III	—25	5	II	—23	7	II	—17	13	II
—27	2	III	—25	4	II	—22	7	II	—18	11	II

северные районы

—34	6	IV	—31	9	III	—26	14	II	—21	19	II
—37	6	V	—35	8	IV	—30	13	III	—25	17	II
—	—	VI	—	—	VI	—37	—	IV	—32	—	III
—	—	VI	—	—	VI	—	—	VI	—	—	VI
38	—	V	—35	—	IV	—31	—	III	—25	—	II

ратуры вне застройки и в точке. Положительные разности являются мерой мелиоративной эффективности данного типа застройки, отрицательные означают, что под влиянием застройки условия ухудшились и приведенная температура, характеризующая режим теплоотдачи человека, понизилась (табл. 1).

На рис. 4а, построенном автором по данным В. Е. Полуэктова [9], приведена зависимость ветрового коэффициента в черте застройки от ширины разрывов L между зданиями и направлением ветра α . Из этой зависимости, построенной по данным наблюдений в Норильске, следует, что при угле направления ветра относительно застройки около $70-90^\circ$ и ширине разрывов до 40 м в черте застройки ветер имеет тенденцию быть более сильным, чем на незастроенной территории, причем при ширине разрывов между зданиями менее 15 м ветровые коэффициенты достигают значений, превышающих 1,2. На рис. 4б, построенном автором по данным, приведенным в работе В. Е. Полуэктова [9], дана зависимость изменения ветрового коэффициента от высоты в наветренной и подветренной части склона, позволяющая в первом приближении оценить влияние изменения высоты на поле ветра, преобразуемой далее в черте застройки в соответствии с данными, приведенными на рис. 3. Под влиянием высоты ветровые коэффициенты в наветренной части склонов в 1,5—2 раза превышают последние в

подветренной части склона на разных высотах, а также на ровном месте.

На рис. 4в приведена зависимость физических нагрузок, получаемых человеком в зависимости от скорости ветра, определенная по соотношению Бернулли

$$F = Sv^2 - \frac{\rho}{2g},$$

где S — площадь парусности человека, ρ — плотность воздуха, g — ускорение силы тяжести, v — скорость ветра. Эти нагрузки являются другой стороной дискомфорта, связанной с действием

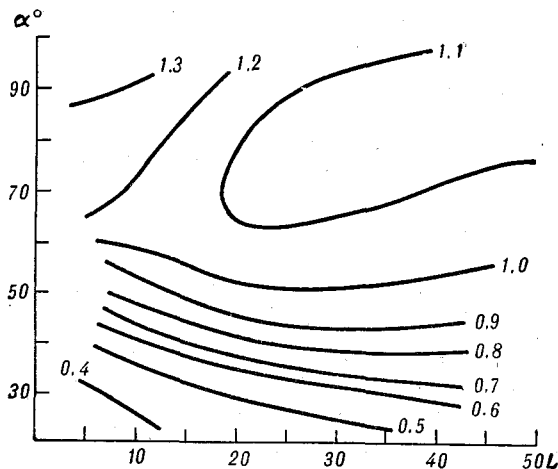


Рис. 4а. Зависимость ветрового коэффициента от величины разрыва между зданиями L_m и углом преобладающего ветра по отношению к застройке α° .

ветра на человека, находящегося в черте застройки. Как следует из зависимости (рис. 4в), малым изменениям скорости ветра соответствуют более сильные изменения чисто физических нагрузок, испытываемых человеком в черте застройки, причем при скоростях ветра выше 20 м/сек. человек испытывает дополнительную тяжесть более 20 кг.

Таким образом, в черте застройки в условиях г. Владивостока можно встретить, в зависимости от реального поля ветра, трансформируемого рельефом и особенностями застройки, почти все зоны (рис. 1) по условиям комфортности: от комфортной (зона I на рис. 1) до резко дискомфортной (зона V и VI), где даже кратковременное пребывание человека на воздухе может быть связано с нарушением кровообращения в тканях открытых частей тела и возможностью обморожения. Так, например, в районе Эгершельда вне застройки имеют место условия, оцениваемые как

жесткие и супержесткие (рис. 1, табл. 1). Под влиянием застройки при значительном уменьшении скорости ветра в ее черте могут быть созданы условия комфортные или слабо дискомфортные (при ветровых коэффициентах 0,3—0,1). Следовательно, для этого

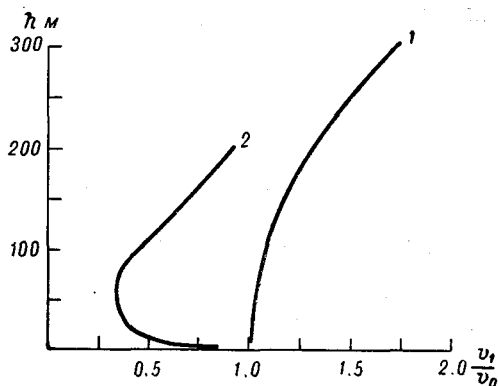


Рис. 46. Зависимость ветровых коэффициентов от высоты.

1 — наветренный склон, 2 — подветренный склон.

района необходимо выбирать такие проекты застройки, которые обеспечивают соответствующее снижение скорости ветра (рис. 3): например, 5, 8 и 13-й типы застройки с применением облесения в местах разрывов зданий. В районе Сад-города уже небольшое уменьшение скорости ветра позволяет создать более комфортные условия, чем в районе Эгершельда. Отсюда проекты застройки в этих районах должны быть существенно различны: если в Эгершельде необходимо уменьшение ветра до значений ветрового коэффициента 0,3—0,1, что требует создания специальных проектов застройки, то в районе Сад-города применение обычных типовых проектов может дать необходимые результаты.

Обобщение данных, представленных в табл. 1, позволяет получить зависимость мелиоративного эффекта, оцениваемого как разность между приведенной температурой вне застройки и в ее черте от величины ветрового коэффициента,

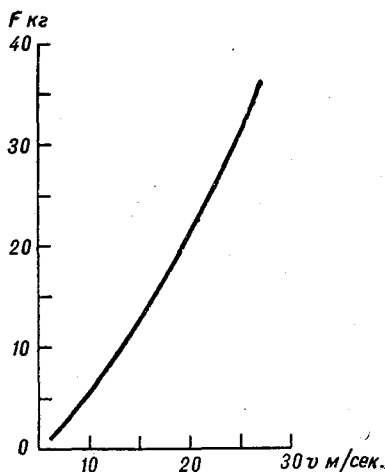


Рис. 4в. Зависимость физических нагрузок, испытываемых человеком, F от скорости ветра, рассчитанные по соотношению Бернулли.

обеспечиваемого в черте застройки при разных скоростях ветра (рис. 5).

Из данных, приведенных в табл. 1, следует что в маловетренных районах Центральной Якутии создаются резко дискомфортные условия (зона VI), которые не могут быть мелиорируемы средствами планировки и требуют разработки других приемов

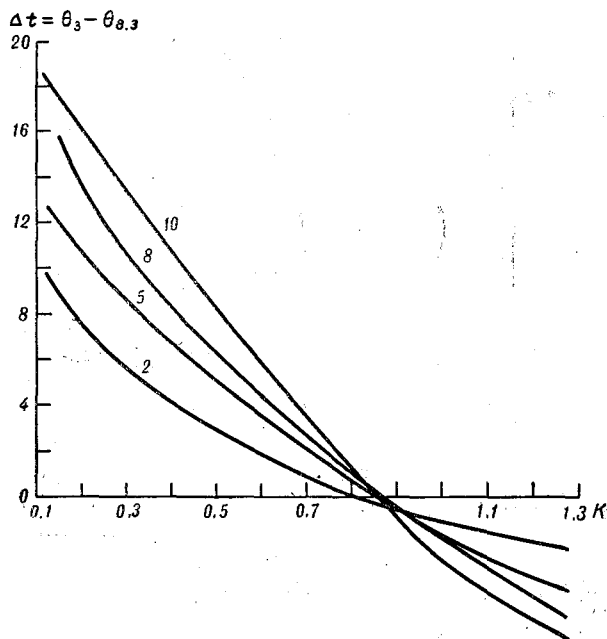


Рис. 5. Зависимость разности приведенной температуры в застройке и вне ее от ветрового коэффициента ($k = v_3/v_0$, где v_3 — скорость ветра в застройке, v_0 — скорость ветра вне ее) и скорости ветра v_0 в условиях Приморья и Дальнего Востока.

мелиорации: выбор правильной ориентации, создание искусственного микроклимата или полностью регулируемого микроклиматического режима в крытых городах и т. д. Мелиоративный эффект наиболее значим в тех районах и местах застройки, где велики скорости ветра. Так, в районе Диксона и Малых Кармакул (табл. 1) только уменьшением ветрового коэффициента до значений, меньших, чем 0,3, можно достичь создания более благоприятного режима, чем он есть сейчас. Обычные приемы застройки (рис. 3) не дают желаемого эффекта: в этих районах необходимо соответствующими планировочными приемами исключить неправильные ориентации и малые разрывы в черте застройки, чтобы не ухудшать микроклимат и без того относящийся по нашей клас-

сификации к супержесткому дискомфортному типу (рис. 1). При этом исходным для выбора правильного назначения разрывов между зданиями и ориентации по отношению к ветру могут быть соотношения, представленные на рис. 4а.

Имеет значение правильное размещение лесных полос в черте застройки. Так, при размещении лесной полосы внутри черты застройки область ветровой тени охватывает только 18 единиц площади, тогда как при размещении лесной полосы перед застройкой защищаемая площадь увеличивается почти в 2 раза, кроме того, исключаются участки застройки с ветровыми коэффициентами, превышающими 1,0. Путем закрытия лесными посадками истоков так называемых участков аэродинамических труб в местах сужения ветрового потока, можно значительно увеличить защищаемую от ветра территорию.

Подводя итоги, следует сделать некоторые выводы:

1. Использование номограммы (рис. 1) и классификации теплоощущения человека, находящегося в черте застройки, позволяет производить районирование территории предполагаемой застройки с точки зрения теплоощущения человека и условий дискомфорта.

2. Выделение районов особо дискомфортного режима в предполагаемой для размещения застройки территории обуславливает необходимость выбора наиболее благоприятных проектов размещения жилых и общественных зданий на территории и разработки проектов планировочных решений, обеспечивающих уменьшение степени дискомфорта на застраиваемой территории.

3. Использование соотношения ширины разрыва между зданиями и углом между направлением преобладающих ветров в данном районе относительно застройки позволяет назначать необходимую и допустимую ширину разрывов между зданиями с учетом условий комфорта теплоощущения.

4. Необходимым этапом при выборе планировочных решений должно быть сравнение мелиоративной эффективности существующих и разрабатываемых проектов застройки по предполагаемой методике.

5. Оценка необходимости проведения мелиорации микроклимата на уже застроенной территории и степени ее очередности может быть проведена путем выяснения существующих условий по степени дискомфорта. Кроме того, полученные соотношения позволяют намечать необходимые средства уменьшения дискомфорта с учетом соотношений между скоростью ветра, температурой воздуха, теплоощущением человека и возможностью искусственного изменения поля ветра в черте застройки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н., Хайруллин К. Ш. Оценка условий пребывания человека на открытом воздухе с учетом микроклимата застройки. Тр. ГГО, вып. 248, 1968.

2. Былинкин Н. П. Пути и методы оздоровления городов и создания оптимальной среды в связи с прогрессом науки и техники. В сб. «Научные прогнозы развития и формирования советских городов на базе социального и научно-технического прогресса», вып. 1. Изд. Центра научно-технической информации по гражданскому строительству и архитектуре Госкомитета по гражданскому строительству и архитектуре при Госстрое СССР, М., 1968.
3. Гигиенические вопросы акклиматизации человека на Крайнем Севере. Медгиз, М., 1961.
4. Голубова Т. А., Романова Е. Н. Результаты микросъемок новой застройки г. Ленинграда, Тр. ГГО, вып. 248, Л., 1969.
5. Исаакян Я. С., Карамян А. О., Косоян Г. Е. Улучшение термического режима в больших городах со сложным рельефом и жарким климатом. Тр. ГГО, вып. 248, 1968.
6. Лавров В. А. Пути преобразования планировочной структуры городов. В сб. «Научные прогнозы развития и формирования советских городов на базе социального и научно-технического прогресса», вып. 1. Изд. Центра научно-технической информации по гражданскому строительству и архитектуре Госкомитета по гражданскому строительству и архитектуре при Госстрое СССР, М., 1968.
7. Опыт Советской медицины в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг., том 1, Медгиз, М., 1951.
8. Пивкин В. И. Архитектурная планировочная организация застройки в условиях Сибири. Серия «Градостроительство», вып. 7, Изд. Госкомитета по гражданскому строительству и архитектуре при Госстрое СССР, М., 1967.
9. Полуэктов В. Е. Планировка и организация строительства жилых и промышленных комплексов в условиях Крайнего Севера с учетом снеговетрозащиты. Изд. Центра научно-технической информации по гражданскому строительству и архитектуре Госкомитета по гражданскому строительству и архитектуре при Госстрое СССР, М., 1969.
10. Чистякова С. Б. Прогнозы оздоровления микроклимата города. В сб. «Научные прогнозы развития и формирования городов на базе социального и научно-технического прогресса» вып. 2. Изд. Центра научно-технической информации Госкомитета по гражданскому строительству и архитектуре при Госстрое СССР, М., 1968.

ТЕПЛООБЕСПЕЧЕННОСТЬ ПОЧВ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕТС

Дальнейшая интенсификация земледелия в пределах Северо-Запада требует детального учета природных ресурсов, в частности климата почвы. Чрезвычайное разнообразие подзолистого, дернового, глеевого процессов и заторфованности почв данной зоны, неоднородность их механического состава создают в условиях Северо-Запада резко выраженную пестроту почвенного покрова [10].

Механический состав почв относится к довольно устойчивым показателям агрономических свойств почв. Неоднородность механического состава почв определяет особенности их гидротермического режима. На основании экспериментальных исследований В. Н. Адаменко и Л. Э. Инт показали [1], что в условиях выровненного рельефа под влиянием неоднородности механического состава и различного увлажнения почв, зависящего в основном от их влагоудерживающей способности, изменчивость коэффициентов теплопроводности может быть настолько велика, что вызванные ею микроклиматические различия в термическом режиме пахотного слоя почвы не уступают различиям, возникающим в условиях расчлененного холмистого рельефа.

Отсутствие необходимого количества данных по теплофизическим параметрам почв затрудняет использование этой важной характеристики почвы в агроклиматических исследованиях. Поэтому при определении микроклиматических различий в термическом режиме почв приходится оценивать теплофизические параметры косвенно: по скорости изменения термического режима почв, определяемой датами перехода температуры через определенные пределы, и по продолжительности периодов, когда температура имеет указанные пределы, и др.

Микроклиматическая изменчивость скорости прогревания почв различного механического состава представлена на рис. 1, на котором дана разность (в днях) для скорости прогревания почв легкого, среднего и тяжелого механического состава на глубине 20 см и воздуха, а также различие в скорости прогревания легких и тяжелых почв при температуре от 0 до 15°. В интервале температур

от 0 до 2° все разновидности почв теплее, чем воздух. Распределение потоков тепла в этот период не может быть достаточно детально исследовано по данным стандартных наблюдений и требует дополнительных наблюдений.

Со времени перехода температуры через 2° и до конца рассматриваемого периода тяжелые и средние по механическому составу почвы становятся холоднее воздуха, причем абсолютная величина

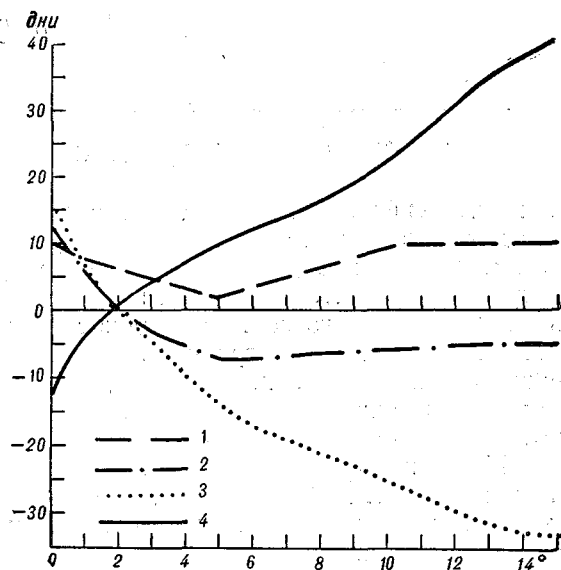


Рис. 1. Разность (дни) для скорости прогревания почвы легкого (1), среднего (2), тяжелого (3) механического состава и воздуха. Разность для скорости прогревания почвы легкого и тяжелого механического состава (4).

разности температур для тяжелых почв существенно больше, чем для средних. Песчаные, супесчаные и легкосуглинистые почвы по мере просыхания активно аккумулируют тепло, и они в течение всего периода от 2 до 15° теплее воздуха. Показателен отрезок кривой, представляющий различия в скорости прогревания легких и тяжелых почв. В период перехода температуры от 0 до 2° почвы тяжелого механического состава теплее легких, при дальнейшем прогревании почв знак разности изменяется на противоположный. Различия (в днях) во времени прогревания почв в зависимости от их механического состава весьма существенны.

При микроклиматических исследованиях обычно подбираются специальные показатели, позволяющие наиболее четко выявить микроклиматические различия. Были определены такие показате-

тели термического режима почвы, которые в условиях выровненной местности Севера и Северо-Запада ЕТС существенно различались в зависимости от механического состава почвы [3], [4]. К их числу относятся даты перехода температуры почвы через определенные пределы, суммы температур, превышающих определенную величину, и продолжительность соответствующих периодов.

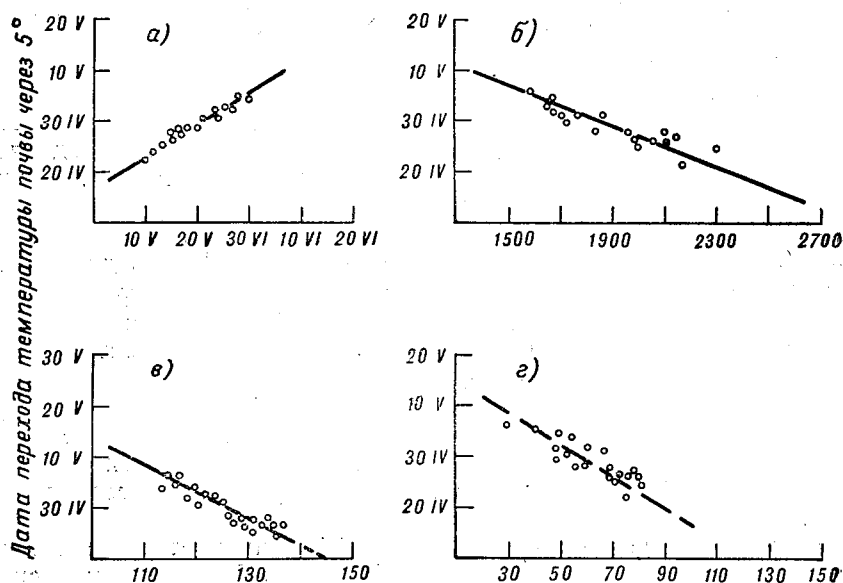


Рис. 2. Связь между датой перехода температуры почвы через 5° и некоторыми другими характеристиками ее термического режима.
 а — датой перехода температуры почвы через 10°, б — суммой температур >10°, в — продолжительностью периода с температурой >10°, г — продолжительностью периода с температурой >15° (в днях).

На рис. 2 для территории Северо-Запада ЕТС представлены графики зависимости между датой перехода температуры почвы через 5°, с одной стороны, и датой перехода температуры почвы через 10°, суммой температур выше 10° и продолжительностью периодов с температурой выше 10 и 15° — с другой. Существование связи подтверждает, что показатели, примененные для характеристики теплообеспеченности почв, не являются случайными величинами. Так как широтный градиент на Северо-Западе ЕТС невелик, можно считать, что различия в показателях термического режима определяются прежде всего неоднородностью механического состава почвы. Рисунок 2 показывает, что в среднем многолетнем разрезе большие величины сумм температур выше 10° и более длительный период с температурой выше 10° (который совпадает для данной территории с безморозным периодом) соответствуют

более раннему наступлению вегетации сельскохозяйственных культур. Более теплые, ранее прогреваемые почвы обладают наиболее длительным периодом с температурой выше 15° .

Микроклиматическая изменчивость показателей термического режима почвы под влиянием механического состава проявляется весьма определенно: по сравнению с почвами тяжелого механического состава песчаным, супесчаным и в некоторых случаях легкосуглинистым почвам соответствует более ранний переход температуры через 5 и 10° , большие значения сумм температуры выше 10° и более длительные периоды с температурой выше 10 и 15° .

Для сравнения термических ресурсов почв разного механического состава может быть использован показатель нагреваемости почв H , предложенный В. Н. Димо [6]. Этот показатель определяет способность почвы поглощать тепло поступающей на деятельную поверхность лучистой энергии солнца (в период активных температур воздуха и почвы) и представляет собой отношение суммы температур $>10^{\circ}$ в почве к сумме температур $>10^{\circ}$ в воздухе. Для Северо-Запада ЕТС были вычислены показатели нагреваемости для почв различного механического состава по средним многолетним величинам, представленным в Справочнике по климату СССР. В пределах указанной территории величина показателя нагреваемости почвы варьирует в пределах от $0,80$ до $1,40$.

Для тяжелых суглинистых, глинистых, торфяных и оглеенных почв $H < 1$. Близок к единице показатель нагреваемости средних по механическому составу почв. Легкие почвы характеризуются $H > 1$.

Климат Северо-Западной зоны дифференцируется по теплообеспеченности территории достаточно резко [10], а термические характеристики почвы изменяются в значительно более широких пределах, чем аналогичные характеристики воздуха [2], [3], [4]. Поэтому учет термического режима почвы при агроклиматическом районировании позволит дать более детальную микроклиматическую оценку исследуемой территории.

В данной статье представлена карта районирования Северо-Запада ЕТС по условиям теплообеспеченности почв (рис. 3). При составлении карты была использована методика выделения площадей по преобладающему механическому составу почвы с последующей характеристикой термических условий выделенных площадей по данным, представленным в Справочнике по климату СССР. Эта методика впервые была предложена И. А. Гольцберг [2].

Основой для выделения площадей по механическому составу почв послужили три областные почвенные карты, разработанные для Ленинградской области канд. биол. наук О. В. Бутузовой и М. И. Гечаловой [7], для Псковской области канд. с.-х. наук И. Я. Крым [9] и для Новгородской области доц. А. А. Хантулевым и м. н. с. А. Г. Терновенко [8]. Поскольку областные почвенные карты выполнены в одном масштабе ($1:1\ 800\ 000$), не предста-

вило трудности объединить их в одну карту. Затем на эту основу была наложена фоновая карта дат устойчивого прогревания почвы до температуры 5° и дальнейшее построение карты выполнялось по методике, изложенной ранее [4]. На рис. 3 выделенные по механическому составу почвы площади корректировались по

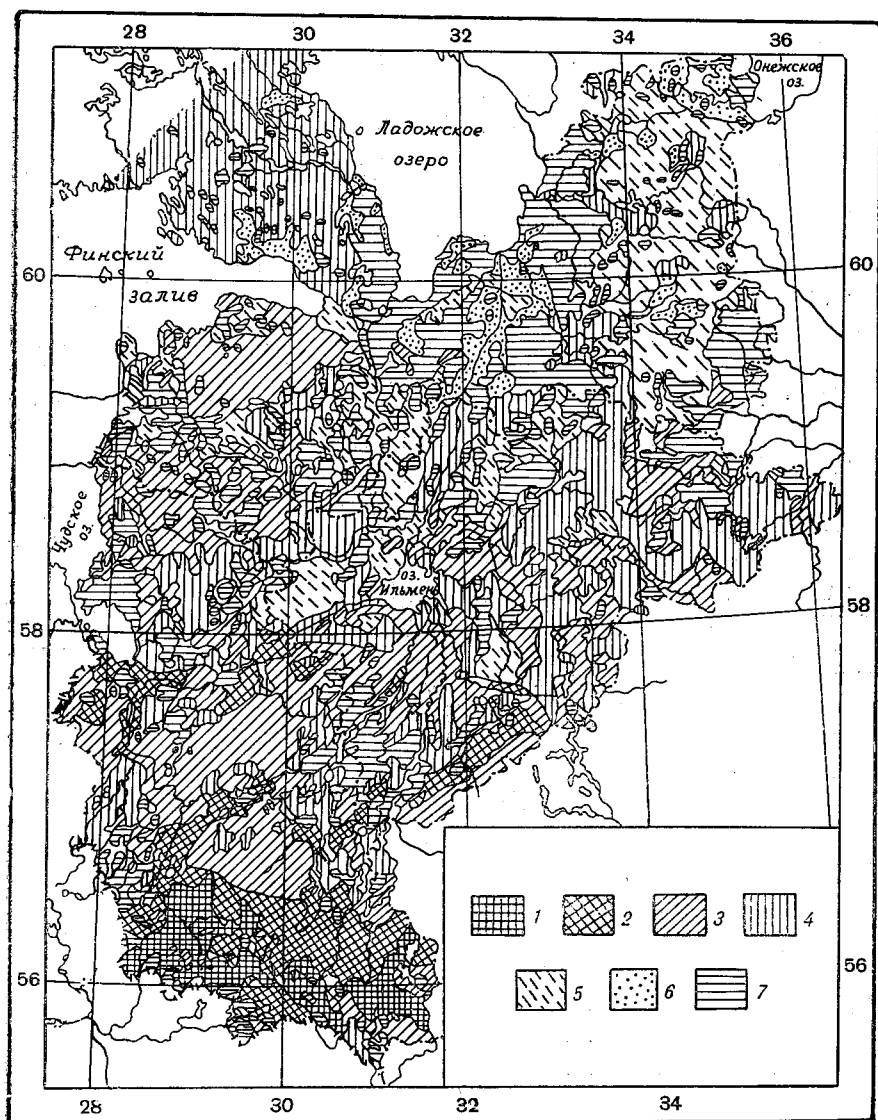


Рис. 3. Карта районирования Северо-Запада ЕТС по условиям теплообеспеченности почв.

Усл. обозначения см. в табл. 1.

Показатели термического режима почвы к карте районирования

№ района	Характеристика района	Дата перехода средней суточной температуры на глубине 20 см через	
		5°	10°
1	Наиболее теплый	Ранее 21 IV	Ранее 11 V
2	Теплый	21 IV—25 IV	11 V—15 V
3	Умеренно теплый	26 IV—30 IV	16 V—21 V
4	Умеренный	1 V—5 V	22 V—27 V
5	Умеренно холодный	6 V—10 V	28 V—2 VI
6	Холодный	После 10 V	После 2 VI
7	Заболоченные территории		

картам растительности соответствующих областей [7], [8], [9].

На карте теплообеспеченности почв Северо-Запада ЕТС выделено 7 районов, оценка термических ресурсов которых приведена в табл. 1. Для заболоченных территорий оценка термических ресурсов не сделана из-за отсутствия метеорологических наблюдений.

Наиболее теплый район 1 расположен на крайнем юге рассматриваемой территории. В район включены почвы легкого механического состава. Здесь возможно выращивание всех теплолюбивых культур, районированных для территории Северо-Запада ЕТС. Почти ежегодно, за исключением аномальных лет с повышенным влагосодержанием, в течение вегетационного периода бывают моменты, когда растения остро нуждаются в поливе. Теплый район 2 по условиям теплообеспеченности почв и произрастания сельскохозяйственных культур близок к первому району. Умеренно

Даты наступления фаз развития сельскохозяйственных культур (1)

Станция	Озимая рожь				Яровая пшеница			
	Возобновление вегетации		Выход в трубку		Посев		Всходы	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Рошино	28 IV	5	18 V	8	18 V	8	31 V	11
Белогорка	24 IV	4	11 V	8	16 V	9	30 V	11
Кингисепп	26 IV	4	12 V	6	9 V	6	21 V	8
Николаевское	25 IV	5	15 V	8	8 V	7	22 V	10
Ефимовская	3 V	5	24 V	9	17 V	8	29 V	11
Боровичи	24 IV	4	16 V	9	4 V	7	20 V	11

Таблица 1

Северо-Запада ЕТС по условиям теплообеспеченности почв (рис. 3)

Сумма температур выше 10°, град.	Продолжительность периода (дни) с температурой выше	
	10°	15°
>2400	>145	>80
2200—2400	135—145	70—80
1900—2100	125—135	60—70
1600—1800	115—125	50—60
1400—1500	105—115	40—50
<1400	<105	<40

теплый район 3 охватывает территорию наиболее интенсивного сельскохозяйственного освоения. В пределах этого района находится Силурийское плато, на котором сосредоточено 32% общей площади пашни по территории Ленинградской области. Район 4 характеризуется по условиям теплообеспеченности как умеренный и занимает в пределах зоны промежуточное положение по условиям произрастания сельскохозяйственных культур. Холодный и умеренно-холодный районы 5 и 6 относятся к наименее благоприятным для сельскохозяйственного использования. Эти районы отличаются почти ежегодным наличием длительных или кратковременных периодов переувлажнения почв в течение вегетационного периода. Заболоченные территории в сельскохозяйственном отношении почти не освоены и без соответствующей мелиорации под пашню непригодны.

Таблица 2

и соответствующая температура почвы (град.) на глубине 20 см (2)

Овес				Картофель			
Посев		Всходы		Посев		Всходы	
1	2	1	2	1	2	1	2
15 V	7	28 V	11	21 V	9	19 VI	14
12 V	8	25 V	11	24 V	10	20 VI	14
7 V	5	21 V	8	26 V	8	22 VI	12
5 V	7	20 V	10	22 V	10	25 VI	15
17 V	8	29 V	11	27 V	10	23 VI	15
30 IV	7	17 V	10	11 V	9	5 VI	14

Большие различия в теплообеспеченности почв зоны следует прежде всего учитывать в период подготовки почв к севу. Ф. Ф. Давитая указывает на существование прямой зависимости между сроками сева и размером урожая [5]. По мнению многих исследователей, термические условия почвы в течение первых двух-трех недель после посева растений являются решающими для урожая.

Растения в различные фазы развития предъявляют к условиям внешней среды определенные требования. По данным фактических наблюдений за состоянием сельскохозяйственных культур, приведенным в агроклиматических справочниках, был определен уровень температуры почвы в начальные фазы развития растений. Данные табл. 2 показывают, что всходы сельскохозяйственных культур появляются только после того, когда почва прогревается до необходимой для данной культуры температуры. Весьма определенны требования озимых культур к моменту возобновления их вегетации. Колебания дат возобновления вегетации свидетельствуют о необходимости для растений **определенных термических условий**. Эта же таблица показывает, что при анализе материалов очень важен правильный учет местоположения станций, типичности ее почв для окружающих полей. В табл. 2 данные ст. Кингисепп, метеоплощадка которой расположена на тяжелых почвах с высоким стоянием грунтовых вод, показывают резкое понижение температуры по всем приведенным фазам. Это является результатом несравнимости данных метеоплощадки этой станции с термическими условиями почв окружающих полей, на которых проводятся фенологические наблюдения. Районирование территории по теплообеспеченности почв показывает, что в пределах Северо-Запада ЕТС наблюдаются большие различия в термическом режиме почвы. Поэтому мелиоративные мероприятия, способствующие созданию оптимального метеорологического режима на разных почвах, должны быть дифференцированными.

Легкие, хорошо прогреваемые почвы, по условиям теплообеспеченности включенные в районы 1 и 2, требуют более или менее систематического полива. В районах с холодными и умеренно холодными почвами значительные площади нуждаются в осушении, так как почти ежегодно находятся в состоянии длительного или кратковременного переувлажнения. В ряде случаев требуется комплекс из оросительно-осушительных мероприятий. Специальные исследования и теоретические разработки необходимы для подробного освещения метеорологическими данными торфяных почв, отличающихся разной степенью минерализации и осушки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н., Инт Л. Э. Теплопроводность почв разного механического состава по данным экспериментальных определений в Эстонской ССР. Тр. ГГО, вып. 248, 1969.
2. Гольцберг И. А. Агроклиматическое районирование территории административных областей. ФИПГ, г. Обнинск, 1967.

3. Горышина Н. Г. Особенности термического режима почв на Севере и Северо-Западе Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 232, 1968.
4. Горышина Н. Г. Условия теплообеспеченности почв на Севере Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 248, 1969.
5. Давитая Ф. Ф. Прогноз обеспеченности теплом и некоторые проблемы сезонного развития природы. Гидрометеиздат, М., 1964.
6. Димо В. Н. Зонально-провинциальные особенности температуры почв СССР и классификация температурного режима. В кн.: «Тепловой и водный режим почв СССР». Изд-во «Наука», М., 1968.
7. Ленинградская область. Физ. учебн. карта. Врезки: почвенная карта и карта растительности. Глав. Упр. геодезии и картограф., М., 1966.
8. Новгородская область. Физ. учебн. карта. Врезки: почвенная карта и карта растительности. Главн. Упр. геодезии и картограф., М., 1966.
9. Псковская область. Физ. учебн. карта. Врезки: почвенная карта и карта растительности. Главн. Упр. геодезии и картограф., М., 1966.
10. Система ведения сельского хозяйства Северо-Западной зоны РСФСР. Изд-во «Колос», Л., 1968.

ХАРАКТЕРИСТИКА МОРОЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НАХИМОВСКОГО ПЛОДОВО-ВИНОГРАДНОГО СОВХОЗА

Приморский край в природном отношении является весьма своеобразным районом Советского Союза. Только четверть территории Приморского края имеет более или менее равнинный характер. Остальная часть территории представляет собой горные склоны, частично освобожденные из-под леса и освоенные под сельскохозяйственные культуры. Горная часть сложна не только в орографическом, но и в микроклиматическом отношении. Основными факторами, оказывающими непосредственное влияние на формирование микроклимата в горных районах, являются экспозиция, высота и форма склона, наличие лесной растительности на склоне.

Известно, что особенности микроклимата проявляются в верхних слоях почвы и в нижнем, приземном слое воздуха высотой в несколько метров. Самые большие колебания температуры воздуха и скорости ветра происходят в пределах до 50—100 см над поверхностью почвы [1], [2], [7], [8] и т. д.

В работах дальневосточных авторов [3], [4], [5] указывалось на необходимость освоения горных склонов под сельскохозяйственные культуры. Эти работы показали, что климатические факторы (инверсионные явления, температурные амплитуды на склонах и в долинах, различная продолжительность безморозного периода и пр.) при размещении плодовых культур в горных районах играют огромную роль [3], [4]. Здесь же говорится, что наиболее благоприятными для выращивания более нежных и даже европейских сортов плодовых культур являются северные склоны.

Садоводство в Приморском крае в последние годы развивается быстрыми темпами. Дальнейшее расширение площадей под плодовые культуры требует учета количественных характеристик микроклиматических особенностей различных форм рельефа.

Практика последних лет показала, что более благоприятными для садоводства являются склоны. Но в микроклиматическом от-

ношении склоны в Приморском крае изучены недостаточно, в результате чего при размещении плодово-ягодных культур часто допускаются ошибки.

Целью настоящей работы было исследование термического режима склонов. Одним из основных вопросов, который предстояло решить, было определение характера изменения минимальных температур и длины безморозного периода в зависимости от форм рельефа.

Методика исследования основана на проведении специальных микроклиматических съемок в течение весны и осени 1968 и 1969 гг. в Нахимовском плодово-виноградном совхозе, расположенном в 20 км к северо-востоку от г. Спасска, в западных предгорьях Сихотэ-Алиня. Микросъемки производились непосредственно в плодовых насаждениях на склонах крутизной от 8 до 15°. Наибольшая разница в высотах дна долины и вершины склона составляет 60 м.

Кроме стационарных наблюдений, проводимых в одиннадцати микропунктах, были организованы дополнительные наблюдения в 36 переносных пунктах. В микросъемки входили термометрические измерения, измерения ветрового режима и влажности воздуха. При анализе данные каждого микропункта сравнивались с показаниями контрольной точки, которая была расположена на пологом широком увале восточной экспозиции. Она характеризует средние условия морозоопасности.

При постановке микросъемок важно было определить, в каких климатических условиях формируются наибольшие микроклиматические различия и в какие периоды года они проявляются в большей степени. Поэтому коротко остановимся на тех основных климатических факторах, которые определяют микроклиматические различия в минимальных температурах.

Одной из причин возникновения микроклиматических различий в условиях изрезанного рельефа является неравномерное распределение солнечной радиации по склонам. Известно [7], что в пределах умеренной зоны СССР количество тепла, получаемое пологими южными и северными склонами в летнее время, почти одинаково на данной широте и мало зависит от экспозиции склонов. Так, согласно данным вышеупомянутой работы, при крутизне около 5—8° южные склоны на широте 45—50° получают за вегетационный период только на 3—4% тепла больше, чем горизонтальная поверхность; северные склоны соответственно на 3% меньше.

Распределение прямой солнечной радиации по склону в условиях муссонного климата носит совершенно иной характер по сравнению с распределением ее в районах, расположенных примерно на тех же широтах Европейской территории Союза [7].

На рис. 1 представлены суточные суммы прямой радиации (кал/см²), рассчитанные Т. А. Голубовой [7] для Владивостока за период с марта по октябрь для южных и северных склонов. Наи-

меньшие суммы прямой солнечной радиации в Приморье наблюдаются в июне, июле и августе. Это объясняется тем, что в Приморье максимум облачности наблюдается в летние месяцы.

Наибольшее количество радиации за указанный период получают южные и северные склоны в Приморском крае весной и осенью, максимальные величины наблюдаются весной в марте — мае, осенью в сентябре — октябре.

Облачность оказывает значительное влияние на количество

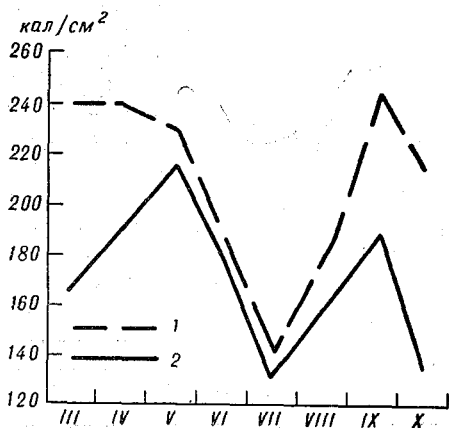


Рис. 1. Суточные суммы прямой радиации (кал/см²) на северных (1) и южных (2) склонах крутизной 10°. Владивосток.

прямой солнечной радиации, поступающей на склоны, поэтому облачность является одним из основных факторов, определяющих микроклиматические различия, а следовательно, одним из основных элементов погоды, наблюдаемых при микроклиматических съемках. В наибольшей степени микроклиматические различия проявляются при ясной погоде. В период весенних и осенних микросъемок, проводимых нами, преобладала ясная погода.

Следующим элементом, оказывающим существенное влияние на перераспределение температуры по склону, является ветер.

Особенности орографии исследуемого района обуславливают своеобразный ветровой режим склонов. Горный хребет Синий, высота которого составляет 300—350 м над уровнем моря, ограждает территорию Нахимовского плодово-виноградного совхоза с севера, востока и юго-востока. В результате скорость ветра над территорией совхоза ночью даже на вершинах холмов редко превышает 1—2 м/сек. Так, за период с 28 марта по 17 мая 1968 г. только пять ночей было с ветром, скорость которого в верхних частях склонов превышала 2 м/сек. В осенний период микросъемок с 10 августа по 15 октября 1968 г. ветер со скоростью 2 м/сек. наблюдался всего четыре раза. Этим объясняется тот факт, что в данном районе микроклиматические различия сохраняются и в пасмурную погоду.

Как показали исследования, значительные понижения температуры наблюдаются при радиационном типе погоды, наступающем после холодной адвекции.

Определяющим фактором морозоопасности территории является движение воздуха в приземном слое. Значительная крутизна склонов, а также отсутствие лесной растительности на

большинстве склонов обеспечивают хороший сток холодного воздуха в долины.

Варьирование минимальных температур на различных формах рельефа определяет различия в продолжительности безморозного периода.

Согласно ранее выполненным исследованиям [2], разность, в минимальных температурах, равная 1—2°, как для весны, так и для осени увеличивает длительность безморозного периода на 8—10 дней.

В наших исследованиях разница в минимальных температурах между вершинами и средними частями склонов, равная 3,5°, сокращает длительность безморозного периода средней части склонов по сравнению с вершиной на 14—17 дней. Разница средних минимумов дна долины и вершины холма составила 7,5°. Продолжительность безморозного периода на дне долины на 35 дней меньше, чем на вершине холма. Таким образом, на сравнительно небольшой территории длительность безморозного периода колеблется в широких пределах.

В табл. 1 приводится характеристика рассматриваемой территории по степени морозоопасности отдельных форм рельефа в тихие ясные ночи, а также продолжительность безморозного периода для каждого термического пояса.

По степени морозоопасности на территории совхоза можно выделить семь термических поясов, указанных в табл. 1. К наиболее теплому поясу отнесены вершины, верхние и средние части южных и юго-западных склонов. В сравнении с контрольной точкой эти участки в среднем теплее на 3,5°.

Степень морозоопасности отдельных участков в условиях холмистого рельефа зависит от защищенности склонов с северной стороны.

В районе села Нахимовки большинство склонов расположены амфитеатром. Восточные и западные склоны, расположенные амфитеатром с южной экспозицией, т. е. защищенные с северной стороны, значительно теплее склонов той же конфигурации, но с северной экспозицией. Различия в минимальных температурах этих склонов составляют 3—4°. Восточные и западные склоны, расположенные параллельно оси долины, также на 3—4° холоднее закрытых склонов той же экспозиции. Таким образом, склоны одинаковой экспозиции, но разные по защищенности от ветров с северной составляющей направления различаются по степени морозоопасности и отнесены к разным термическим поясам.

К умеренно теплому поясу отнесены вершины и верхние части северных и западных склонов, а также средние части открытых восточных склонов.

Наиболее холодными являются замкнутые долины и котловины. Самые низкие температуры на этих участках наблюдались в радиационных условиях 28 марта 1969 г. после холодной адвек-

Таблица 1

Характеристика отдельных форм рельефа по морозоопасности и длине безморозного периода

Форма рельефа	Термические пояса	Разности с контролем 4	
		минимальных температур, град.	длительности безморозного периода, дни
1. Вершины, верхние и средние части южных и юго-западных склонов	Наиболее теплый	3,5	14—17
2. Вершины и верхние части восточных склонов, защищенные с севера, средние части восточных и юго-восточных склонов; нижние части южных и юго-западных склонов	Теплый	2,5	10—12
3. Вершины и верхние части северных и западных склонов; а также средние части открытых восточных склонов	Умеренно теплый	1,5	4—5
4. Средние части юго-восточных, северо-восточных, северных и западных склонов; подножия южных и юго-западных склонов; пологие шлейфы склонов всех экспозиций	Умеренный	0,0	0
5. Подножия восточных и западных склонов	Умеренно холодный	—0,5	—2
6. Открытые широкие долины, подножия северных склонов	Холодный	—1,5	—6, —7
7. Замкнутые долины и котловины	Наиболее холодный	—4,0	—16, —20

Примечание. Знак (—) показывает понижение средней минимальной температуры за ночь весной и осенью и уменьшение безморозного периода по сравнению с контрольной точкой.

ции. В долине температура равнялась $-16,5^{\circ}$, в то время как в самой теплой точке минимальная температура была $-5,0^{\circ}$. В эту же ночь на контроле зафиксирована температура $-8,0^{\circ}$. Средний минимум для закрытых долин и котловин на 4° ниже температуры контрольной точки и на $7,5^{\circ}$ ниже температуры верхней части южного склона.

Незначительный подъем, порядка 10—15 м, по склону повышает ночью температуру на $2,5^{\circ}$. Поэтому к шестому термическому поясу отнесены подножия северных склонов и открытые

широкие долины. Подножия восточных и западных склонов всего на $0,5^{\circ}$ холоднее контрольной точки.

Форма рельефа и защищенность склонов от ветра способствуют образованию приземных инверсий даже в пасмурную погоду. Экспозиция склонов при пасмурной погоде не оказывает существенного влияния на распределение минимальной температуры. Относительная высота местоположения оказывает большое влияние на распределение минимальной температуры по склону как в ясную, так и в пасмурную погоду.

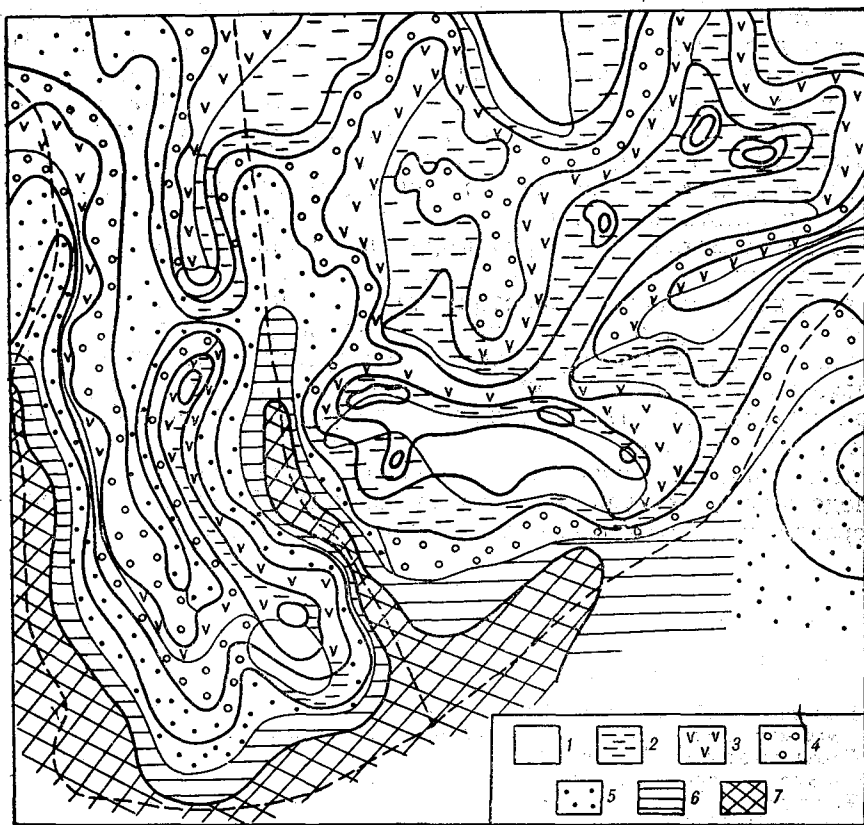


Рис. 2. Схематическая карта морозоопасности территории Нахимовского плодово-виноградного совхоза.
Усл. обозн. см. табл. 1.

Повышение температуры с увеличением относительной высоты места не имеет строгой закономерности. Резкое изменение минимальной температуры наблюдается на высоте 10—15 м от дна

долин. Затем температура на протяжении всего склона, вплоть до вершины, меняется очень незначительно, в пределах 0,5—1,0°. На вершинах склонов температура повышается существенно и достигает максимальной величины.

Сложное распределение минимальной температуры наблюдается на неровных склонах, покрытых растительностью, с постоянным чередованием впадин и возвышенностей.

Микросъемки, проведенные на западном склоне, спускающемся террасами к долине ручья, показали крайнюю неравномерность в распределении минимальной температуры. Лесная растительность на террасе, пересекающей западный склон, служит подпором для стекающего со склона холодного воздуха. На террасе образуется хорошо выраженное «озеро холода», где температурный режим такой же, как и в долинах. Прилегающая к опушке нижняя часть склона, защищенная сверху от притока холодного воздуха, оказалась теплой. Температура на этом участке почти такая же, как на вершине восточного склона.

В результате выполненных исследований нами была построена схематическая карта морозоопасности территории Нахимовского плодово-виноградного совхоза (рис. 2). При составлении карты, кроме общих закономерностей в распределении минимальных температур, были учтены особенности форм рельефа, выявленные с помощью переносных маршрутных наблюдений. На карте выделено семь термических поясов, отличающихся различной морозоопасностью и длиной безморозного периода и соответствующих данным табл. 1. Использование этой карты представляет практическую ценность при планировании и размещении плодово-ягодных культур, а также при разработке и применении мероприятий, снижающих морозоопасность отдельных участков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов П. С. Солярный климат склонов в юго-западной части Причерноморской зоны УССР. Тр. УкрНИГМИ, вып. 13, М., 1958.
2. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Жиликов Н. И. Освоение горных склонов под сельскохозяйственные культуры. ДВ ГТС, Владивосток, 1944.
4. Жиликов Н. И., Самойлов Г. П. Первые итоги работ по освоению горных склонов. Вестник ДВ ФАН, № 30(3), 1938.
5. Колосков П. И. Климатические основы сельского хозяйства Амурской губернии. Благовещенск, 1925.
6. Методические указания по составлению микроклиматических карт территории колхозов и совхозов. Гидрометеиздат, М., 1968.
7. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеиздат, Л., 1967.
8. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеиздат, Л., 1962.
9. Мищенко З. А. Микроклиматические особенности формирования термиче-

- ского режима воздуха на северном склоне Заилийского Алатау. Тр. ГГО, вып. 180, 1965.
10. Мищенко З. А. О температуре деятельной поверхности в микроклиматических исследованиях. Тр. ГГО, вып. 180, 1965.
 11. Романова Е. Н. Режим ветра в нижнем слое воздуха и его влияние на возникновение микроклиматических различий на северном склоне Заилийского Алатау. Тр. ГГО, вып. 180, 1965.
 12. Романова Е. Н., Каулин Н. Я. К вопросу о методике измерения минимальной температуры у поверхности почвы. Тр. ГГО, вып. 91, 1960.
 13. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеиздат, Л., 1950.
 14. Семенова Л. Г. Некоторые характеристики продолжительности заморозков в Ленинградской области. Тр. ГГО, вып. 91, 1960.
 15. Чижевская М. П. Радиационный и термический режим различно ориентированных склонов в условиях холмистого рельефа Ленинградской области. Тр. ГГО, вып. 91, 1960.

К. А. КАУШИЛА

К ВОПРОСУ О ТЕРРИТОРИАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ И ГОДОВОМ ХОДЕ РАЗЛИЧИЙ МИНИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА, ОБУСЛОВЛЕННЫХ РЕЛЬЕФОМ

Влияние форм рельефа на территориальное распределение температуры и на ее годовой ход являлось предметом многих исследований [1—6]. Однако специфика микроклиматических наблюдений (их кратковременность) и обилие в природе различных комбинаций элементарных форм рельефа во многих случаях требуют повторного изучения данного вопроса: проверки и приспособления ранее полученных общих выводов для местных условий. Количественные характеристики распределения минимальной температуры хорошо исследованы, главным образом, на фоне крупного рельефа, глубина расчленения которого близка к 50 м или превышает эту величину [4—5]. Для рельефа холмистых областей Южной Прибалтики характерны более мелкие формы, поэтому представляет интерес уточнение количественных показателей территориальной изменчивости минимальной температуры именно для таких условий рельефа. Годовой ход температурных различий, обусловленных рельефом, вообще мало исследован.

Для этих целей летом (июнь — июль) 1967 г. на Дягучайском полигоне Литовской агрометеорологической лаборатории ГГО (Зарасайский район ЛитССР) проводились непрерывные наблюдения над минимальной температурой в 22 пунктах. 19 из них были размещены на 500-метровом отрезке профиля, пересекающего различные формы рельефа (рис. 1 и 2). Кроме того, наблюдения велись на контрольной точке *В*, около 0,3 км на ЮЗ от профиля, на сравнительно открытом и слегка возвышенном месте (у метеорологической будки полигона). Разница высот между самой низкой точкой профиля — *Д* и точкой *В* составляет около 15 м. Точка профиля *К* возвышается над точкой *Д* на 26 м. Для исследования годового хода микротермических различий с мая 1967 г. по апрель 1968 г. проведены многократные повторные съемки минимальной температуры на полигоне Т. Воке (Вильнюсский район, ЛитССР), вертикальное расчленение которого около 20 м, а среднее горизонтальное расстояние от водораздельного гребня до стыка склона

с дном базисной котловины тоже не превышает 500 м. Растительность в обоих случаях состояла из яровых культур, в период наблюдений не достигших высоты установки измерительных приборов (0,5 м над поверхностью земли или снежного покрова). Это наряду с наличием на обоих полигонах многих вторичных неровностей рельефа, относительная высота которых 3—5 м, а диаметр 20—30 м, указывает на их микроклиматогенную близость.

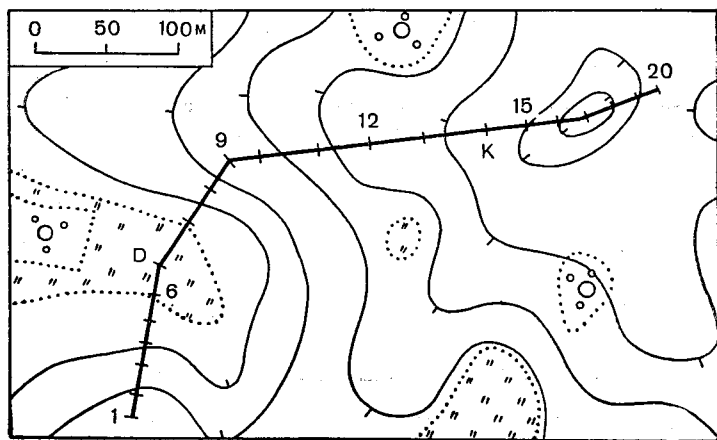


Рис. 1. Схематический план места наблюдений на полигоне «Дягучай» (горизонталы проведены через 5 м).

Анализ данных, предварительно отсортированных по нескольким типам более или менее однородной погоды, дал возможность получить представление не только о величине средних и максимальных различий минимальной температуры, обусловленных рельефом при различной погоде, но и о характере влияния на эти различия величины самих форм рельефа. Это прежде всего видно из рис. 2, на котором показаны средние отклонения минимальной температуры различных точек Дягучайского профиля от таковой на опорной точке В. Дягучайский профиль пересекает две котловины. Площадь примыкающих к ним воздушных бассейнов, ограниченная местными водоразделами, соответственно равна 0,1 и 0,01 км², а диапазон относительного вертикального расчленения соответственно 26 и 7 м. Несмотря на это, минимальные температуры над днами котловин во время тихой (как ясной, так и облачной) погоды по существу почти не различаются (рис. 2.). Поскольку характер такого распределения сохраняется и в отдельные дни, то надо полагать, что величина колебания температурных различий (по крайней мере, для минимальной температуры) в исследованном диапазоне расчленения, при условии морфологической общности структурных элементов рельефа, вообще очень

мало зависит от их величины. В то же время величина среднего минимума температуры приземного слоя воздуха весьма четко реагирует на изменения формы поверхности, порой на весьма незначительные. Пересекаемая профилем довольно плоская седловина (точка 13), скат воздуха от которой возможен только в две противоположные стороны, при всех исследованных типах погоды

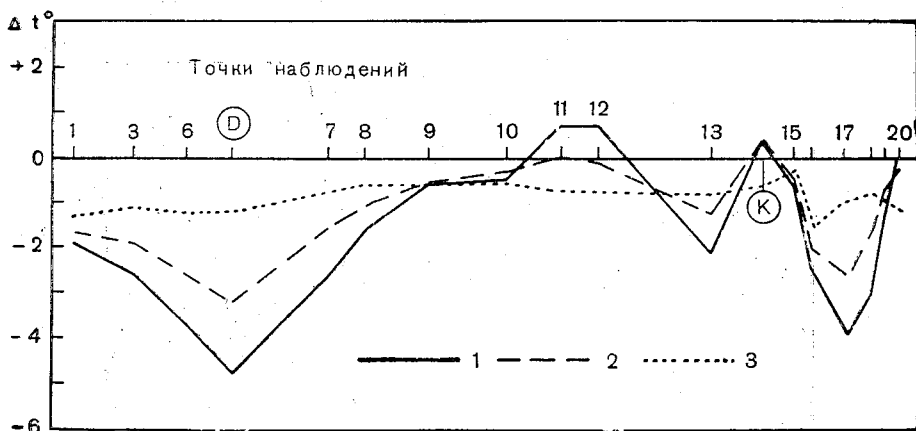


Рис. 2. Средние отклонения минимумов температуры от температуры на опорной точке во время различной погоды.

1 — среднее из 10 тихих, ясных ночей ($v_{\text{ср}} < 1$ м/сек., $N_H = 0$ баллов, $N_{\text{с+в}} < 4$ баллов);
 2 — среднее из 10 тихих, облачных ночей ($v_{\text{ср}} < 2$ м/сек., $N_H < 3$ баллов, $N_{\text{с+в}} = 5-9$ баллов);
 3 — среднее из 10 ветренных и пасмурных ночей ($v_{\text{ср}} = 2-5$ м/сек., $N_H = 10$ баллов).

(исключая пасмурную — ветреную, когда термические различия вообще почти неуловимы) в среднем оказалась на столько же холоднее соседних положительных форм рельефа, на сколько она теплее соседних бессточных котловин.

Из рис. 2 также видно, что территориальные колебания минимальной температуры, обусловленные рельефом, существенны не только при тихой и ясной погоде. При отсутствии ветра даже значительная облачность сглаживает эти колебания только на 25—50%.

Поскольку кривые рис. 2 получены путем осреднения температуры по довольно широким пределам ее лимитирующих факторов, то они, естественно, не показывают экстремальных значений исследуемых различий. В отдельные, крайне благоприятные для этого ночи экстремальные значения могут существенно отличаться от приведенных выше осредненных по погодным значениям.

Значительно больше информации о характере зависимости температурных различий, обусловленных рельефом, от особенностей погоды можно получить при исследовании корреляционных связей между показателями территориальных различий минимальной

температуры и выбранными параметрами других метеорологических элементов. В качестве такого показателя удобно использовать максимальную величину температурных различий, наблюдаемых на единице площади, например $\Delta t_{\text{п}}/\text{км}^2$ (в данном случае — это разница между минимальными температурами точек D и К Дягучайского профиля). В качестве метеорологических па-

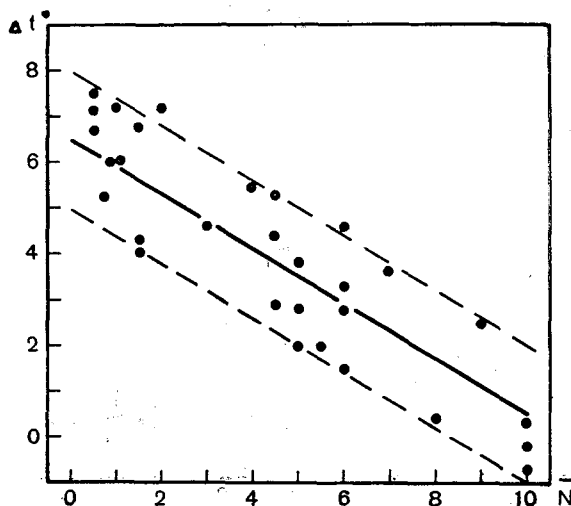


Рис. 3. Зависимость термических различий, обусловленных рельефом, $\Delta t_{\text{п}}$ от эффективной облачности $\bar{N}$ во время тихой погоды ($v_{\text{ср}} < 1$ м/сек.).

раметров нами использован так называемый показатель эффективной облачности $\bar{N} = N_{\text{н}} + \frac{1}{2} N_{\text{с+в}}$ (здесь $N_{\text{н}}$ — количество баллов нижней облачности и $N_{\text{с+в}}$ — видимое количество баллов облачности среднего и верхнего ярусов), а также величина минимальной скорости ветра за ночь $V_{\text{н}}$, выбранная в данном случае из двух срочных (вечернего и утреннего) наблюдений. Некоторые результаты этой части исследования представлены на рис. 3 и 4. Связь $\Delta t_{\text{п}}$ с облачностью оказалась линейной, а коэффициент $r = 0,88$ (связь $\Delta t_{\text{п}}$ с ветром, как это видно из рис. 4, нелинейна). Из рис. 3 следует, что наиболее характерной величиной $\Delta t_{\text{п}}$ при тихой ясной погоде является $6-7^\circ$, при тихой облачной погоде $3-4^\circ$ и при тихой пасмурной погоде $0-1^\circ$. Полный диапазон температурных различий, обусловленных рельефом, в зависимости от облачности, при тихой погоде достигает 9° . Величина случайных отклонений от прямой зависимости при любом количестве облаков достигает только $1,5^\circ$. Надо полагать, что последнее в известной степени определяется характером распределения

облаков на небесном своде. В отдельных случаях небольшое количество (так же как и высоких) облаков в зените может оказать большее влияние на величину $\Delta t_{\text{п}}$, чем значительное количество (так же как и нижних) облаков, расположенных недалеко от горизонта.

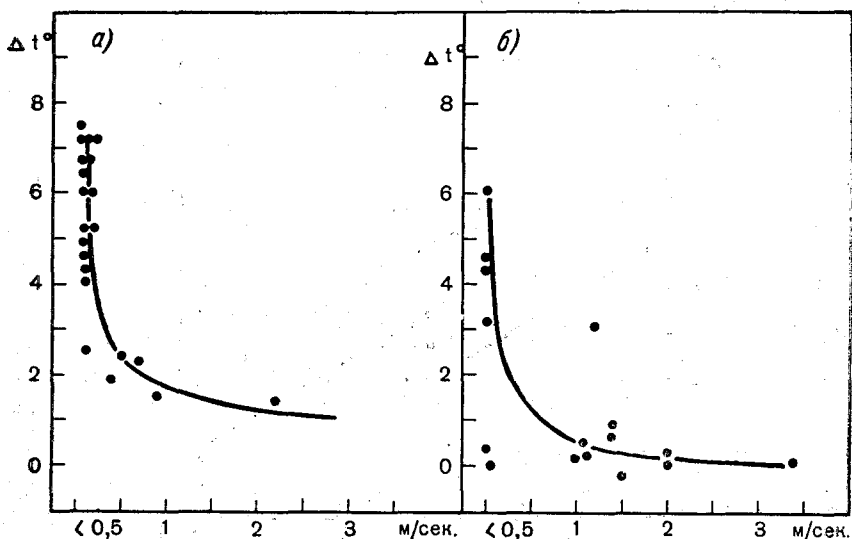


Рис. 4. Зависимость термических различий, обусловленных рельефом, от минимальной скорости ветра ночью.

а — при ясной погоде ($\bar{N} < 2$), б — при пасмурной погоде ($\bar{N} > 8$).

Как видно из рис. 4, уже при увеличении V_n до 2 м/сек. $\Delta t_{\text{п}}$ независимо от величины $\bar{N}$ становится меньше 1° . При V_n порядка 0,5—1,0 м/сек. $\Delta t_{\text{п}}$ увеличивается до 2° , но только во время ясной погоды. При $V_n < 0,5$ м/сек. $\Delta t_{\text{п}}$ могут колебаться в довольно широких пределах (от 2 до 8° при ясной и от 0 до 6° при пасмурной погоде). Из возможных причин такого колебания наиболее достоверной надо считать неодинаковую длительность ночной штилевой погоды. Наблюдавшиеся $\Delta t_{\text{п}}$ порядка 3— 5° при $V_n > 1$ м/сек. вполне могут быть объяснены более или менее краткосрочным уменьшением скорости ветра между сроками наблюдений.

Результаты исследования годового хода $\Delta t_{\text{п}}$ обобщены в табл. 1. В условиях Вокеского полигона эта величина одновременно представляет собой разницу между $t_{\text{п}}$, измеренной на одной из вершин основного водораздела ($t_{\text{п}(k)}$), и $t_{\text{п}}$, измеренной в одной из точек, расположенных в котловине недалеко от базиса эрозии всего полигона ($t_{\text{п}(D)}$). (Данные облачности и ветра для этой таблицы взяты по метеорологической станции Вильнюс, находящейся в 20 км от полигона). Приведенные в табл. 1 данные не содержат доказа-

тельств влияния рельефа на изменение $\Delta t_{\text{п}}$ в годовом ходе. При сравнении результатов измерений, полученных в различные времена года, но при приблизительно одинаковой погоде, правильный годовой ход $\Delta t_{\text{п}}$ вообще не обнаруживается. В течение всего цикла наблюдений $\Delta t_{\text{п}}$ при благоприятных условиях для возникновения температурных различий, обусловленных рельефом, не падали ниже 4° . При совершенно ясной и штилевой погоде они превышали $5-6^{\circ}$ не только весной и летом, как об этом можно судить и из данных Дягучайского полигона, но также осенью и зимой.

Таблица 1

Дата	Облачность, баллы		Направление и скорость ветра, м/сек.		$t_{\text{п}} (K)$	$t_{\text{п}} (D)$	$\Delta t_{\text{п}}$
	21 ч.	03 ч.	21 ч.	03 ч.			
12—13 V 1967	8 (0) ¹	0 (0)	ССВ-2	ВЮВ-1	6,5	2,2	4,3
19—20 V 1967	4 (4)	0 (0)	ССЗ-3	0	—0,8	—6,0	5,2
14—15 X 1967	4 (0)	0 (0)	ЗЮЗ-1	ЮЮВ-2	2,7	—3,5	6,2
20—21 X 1967	10 (0)	0 (0)	ЮЮЗ-1	Ю-2	2,4	—2,4	4,8
30—31 X 1967	0 (0)	10 (10)	ЗЮЗ-1	0	—1,1	—5,0	3,9
31 X—1 XI 1967	10 (0)	10 (10)	В-3	ССВ-2	4,0	0,5	3,5
8—9 I 1968	2 (0)	10 ² (10)	0	0	—24,6	—31,9	7,9
9—10 I 1968	0 (0)	10 (0)	ЮЮЗ-3	0	—22,7	—26,8	4,1
4—5 III 1968	2 (0)	0 (0)	Ю-2	Ю-1	—13,1	—17,0	3,9
15—16 III 1968	9 (0)	10 (10)	ЮЮЗ-1	Ю-3	—4,6	—9,4	4,8
17—18 IV 1968	0 (0)	0 (0)	ССЗ-1	0 ³	—0,4	—4,3	3,9
19—20 IV 1968	0 (0)	0 ⁴ (0)	ЗСЗ-1	0 ⁴	—1,0	—4,5	3,5

¹ В скобках — нижняя облачность.

² Приземный туман.

³ К утру увеличение скорости ветра.

⁴ К утру увеличение облачности и ветра.

В период длительных морозов (январь 1968 г.) рассматриваемые различия достигли 7° , причем самое значительное изменение температуры в приземном слое, как это видно из табл. 2, происходило на более значительной высоте над базисом эрозии, чем в теплое время года. Последнее обстоятельство указывает на наличие годовых колебаний глубины озер холодного воздуха, скапливающегося во время тихой погоды в замкнутых отрицательных формах рельефа, при условии достаточной их емкости. Это, по-видимому, связано с закономерным изменением длительности выхолаживания (числа часов с отрицательным радиационным балансом). Последнее, как известно, в основном определяется изменением длины дня и ночи. Количественная сторона рассмотренных явлений, а также

Таблица 2

№ п/п	Местоположение	$t_{\text{п}}$		$\Delta t_{\text{п}}$	
		8—9 I 1968	14—15 X 1967	8—9 I 1968	14—15 X 1967
1	Окраина дна большой бессточной котловины (базиса эрозии) . .	—31,7	—3,5	—	—
2	Малая котловина, примерно на той высоте, что и № 1	—30,3	0,1	1,4	3,6
3	Дно плоской ложбины, примерно на 5 м выше, чем № 1	—29,8	0,7	1,9	4,2
4	Углубление на северном склоне холма, на высоте № 3	—29,4	1,2	2,3	4,7
5	Вершина отдельного холмика на высоте 8 м над № 1	—25,3	1,8	6,4	5,3
6	Гребень продольного отрога на высоте 12 м над № 1	—25,0	2,7	6,7	6,2
7	Плоская вершина на водоразделе, примерно 20 м над № 1	—24,6	2,6	7,1	6,1

статистических связей еще требует уточнений, основанных на более обширном материале. Однако полученные результаты могут быть использованы в практических целях, например при поисках расчетных комплексных характеристик климата пересеченной местности и при микроклиматическом картировании в условиях мелко-холмистого рельефа Южной Прибалтики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Новые данные о суточной амплитуде температуры воздуха, в особенности влияния на нее топографических условий. Избр. соч. т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.
2. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеониздат, Л., 1960.
3. Гейгер Р., Климат приземного слоя воздуха. ИЛ. М., 1960.
4. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Под ред. Гольцберг И. А. Гидрометеониздат, Л., 1962.
5. Микроклимат СССР. Под ред. Гольцберг И. А. Гидрометеониздат, Л., 1967.
6. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеониздат, Л., 1950.

О ПРОСЫХАНИИ ПОЧВЫ ВЕСНОЙ ПОСЛЕ СХОДА СНЕГА В УСЛОВИЯХ ХОЛМИСТОГО РЕЛЬЕФА

Оптимальные сроки начала полевых работ и сева ранних яровых культур на территории Литовской ССР совпадают со сроками просыхания пахотного слоя почвы до мягкопластичного состояния. Отклонение начала полевых работ от этих сроков снижает эффективность обработки почвы и в конечном счете — урожай. В условиях холмистого рельефа такое отклонение связано в первую очередь с неодновременным просыханием почвы в различных элементах рельефа. Для выяснения различий в сроках просыхания почвы и их зависимости от характера метеорологических условий в зимне-весенний период в 1968 и 1969 гг. были проведены полевые наблюдения на мелкопересеченном поле колхоза «Уж тайка» Тракайского района, где был выбран полигон 1 км² (характерный участок из полевого массива одной бригады).

В конце зимы на полигоне проводилась снегомерная съемка, во время которой определялся запас воды в снеге. С момента появления первых пятен освободившейся от снега земли на гипсометрической основе с помощью условных знаков отмечалось состояние поверхности почвы, целиком покрытой снегом и освободившейся от снега, отмечались оттаявшие пятна, полосы, участки, залитые водой, и т. д. После схода снега на характерных точках полигона определялась глубина оттаивания почвы сверху и визуально отмечалась степень ее просыхания. Наблюдения велись до начала полевых работ. Визуальный метод, как известно, дает возможность лишь в общих чертах характеризовать влажность почвы, однако при определении влажности почвы холмистого ландшафта, где необходимо одновременно проводить наблюдения в большом количестве точек, этот метод пока является единственно возможным, а для определения созревания почвы он вполне надежен.

Собранный материал дал возможность построить карты отклонения дат начала мягкопластичного состояния почвы в разных местах исследуемого полигона от даты, установленной на полях Т. Воке, характеризующей ровное открытое место (рис. 1, а, б). На рисунках приведены изолинии с учетом рельефа, для чего

проводились учащенные наблюдения на отдельно стоящих холмах. Как видно, отклонение созревания почвы на отдельных участках полигона от ровного места в 1968 г. достигло 15 дней, а в 1969 г. — 20 дней. Столь большие различия созревания почвы обусловлены в основном перераспределением талых вод, о чем свидетельствуют

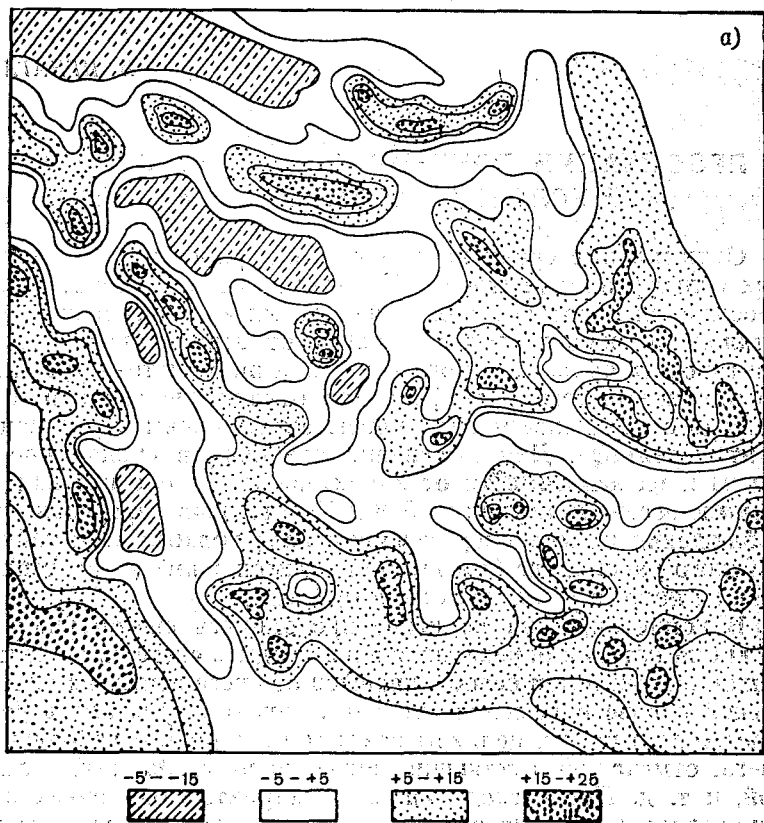


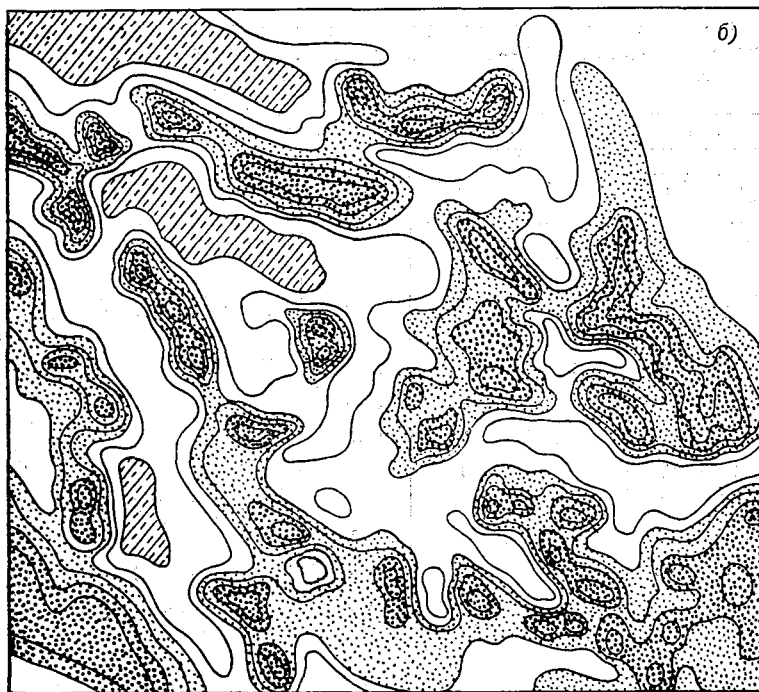
Рис. 1. Отклонение (в днях) дат начала мягкопластичного состояния

а — в 1968 г.

рис. 1, а и 2: наиболее поздно созревает почва на тех участках (рис. 1, а), в пределах которых скапливаются талые воды (рис. 2) и в то время, когда вершины холмов, освободившиеся от снега, начинают просыхать, в пониженных местах глубина скопившейся воды достигала 1 м (табл. 1 и 3). Продолжительность существования этих скоплений воды колебалась от нескольких дней до 1—2 недель. Из-за перераспределения талых вод в условиях мелкопересеченного рельефа величина запасов воды в снеге в отдельных

точках не оказывала какого-либо влияния на созревание почвы после схода снега.

Характер зимнего периода оказывает существенное влияние как на сроки начала созревания почвы [1], так и на их различия между отдельными формами рельефа. В первую очередь это отно-



-5 - -15

-5 - +5

+5 - +15

+15 - +25

почвы на полигоне от такой даты на ровном открытом месте.

б — в 1969 г.

сится к запасам воды в снеге: чем больше средний для данной местности запас воды скапливается в снеге к концу зимы, тем больше ее стекает в пониженные места («блюдца»), в результате чего возрастают различия начала созревания почвы между верхними частями холмов и пониженными местами. Начало созревания почвы также зависит от глубины ее промерзания, а различия созревания между отдельными элементами рельефа обусловлены не только глубиной, но и характером распределения глубин

промерзания, который меняется в зависимости от погодных условий зимы. В исследуемые годы запас воды в снеге перед началом интенсивного его таяния отличается незначительно (табл. 2). Небольшими были и различия глубин промерзания почвы: во время снеготаяния на ровном открытом месте (Т. Воке) глубина промерзания почвы в 1968 г. была 55 см, а в 1969 г. 45 см. Исследуемые годы отличались в основном тем, что зимой 1967/68 г. наблюдались

Таблица 1

Состояние почвы на полигоне по элементам рельефа
(1 — текучее; 2 — липкое; 3 — мягкопластичное; 4 — твердопластичное)

Дата	1968 г.				1969 г.			
	блюдце		вершина холма		блюдце		вершина холма	
	точка 12	точка 14	точка 16	точка 17	точка 12	точка 14	точка 16	точка 17
15 III	Снег	Снег	Места- ми снег	Места- ми снег	Снег	Снег	Снег	Снег
20 III	Вода	Вода	Голая почва	Голая почва	Вода	Снег	Места- ми снег	Голая почва
25 III	Вода	Вода	2	2	Вода	Вода	1	Г
30 III	Вода	1	3	3	Вода	Вода	1	1
5 IV	Вода	2	3	3	Вода	1	3	3
10 IV	2	2	4	4	2	2	3	3
15 IV	2	3	3	3	1	2	3	3
20 IV	—	—	—	—	2	2	3	3
25 IV	—	—	—	—	3	3	3	4
16 IV — начало полевых работ					26 IV — начало полевых работ			

резкие колебания температуры, произошло несколько оттепелей, в результате чего на полях образовалась ледяная корка большой мощности. Распределение ледяной корки было крайне неравномерным. На ровных участках ее мощность составляла 16—18 мм, а в пониженных местах 105 мм. Зимой 1968/69 г. ледяная корка отсутствовала. Наличие ледяной корки, как показали наблюдения, существенно не сказывается на перераспределении талых вод, и при одинаковом запасе воды в снеге в исследуемые годы число, распределение и, главное, глубина скоплений талой воды на полигоне (табл. 3) различаются незначительно (не превышая порядка точности измерений). Стеканию талой воды по поверхности склонов в эти годы способствовала достаточная увлажненность почвы с осени (осадки за сентябрь — ноябрь в 1967 г. составляли 114%, а в 1968 г. 83% средней многолетней нормы) и ее значительная глубина промерзания (в середине снеготаяния в отдельных точках полигона глубина промерзания почвы превышала

50 см). Оттаивание почвы сверху, а следовательно, и инфильтрация талых вод в нижележащие слои в отдельных точках полигона начались только после освобождения их от снега.

Интенсивность развития весенних процессов, как следует из результатов наблюдений, не определяла количества скопления

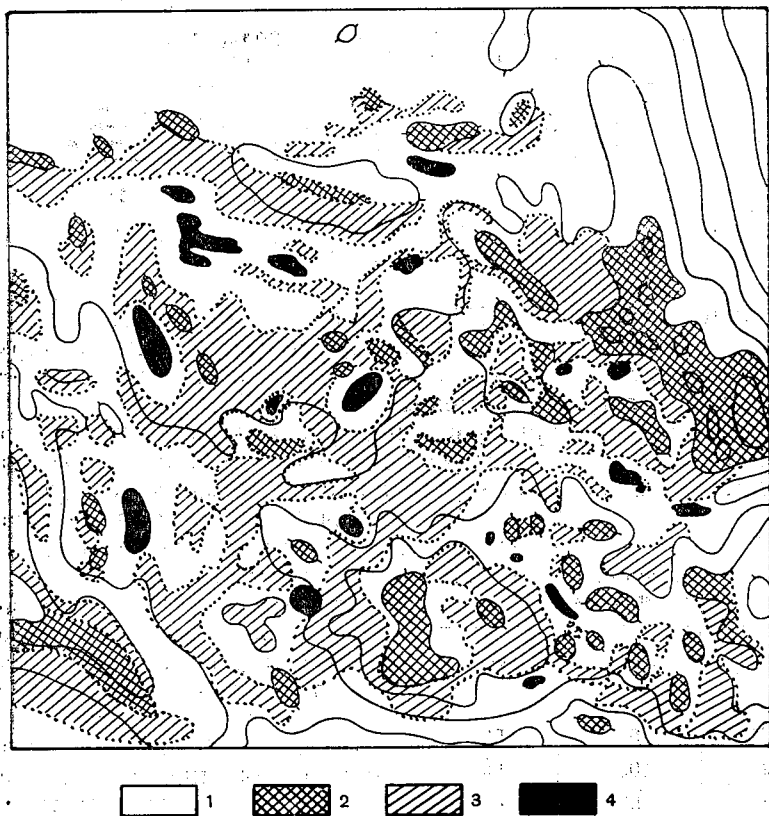


Рис. 2. Состояние поверхности почвы 21 марта 1968 г.

1 — снег; 2 — оголенная почва; 3 — снег местами; 4 — скопления талой воды.

талых вод, продолжительности их существования; а следовательно, и максимальных различий созревания почвы в пределах полигона. В исследуемые годы условия погоды во время снеготаяния были различными. В 1968 г. в связи с интенсивной адвекцией тепла и преобладанием малооблачной погоды снег в течение недели сошел с полей. В 1969 г. в период снеготаяния преобладал радиационный тип погоды, в результате чего снеготаяние длилось вдвое больше, чем в предшествующем году. Однако, как отмечалось выше, количество скопившейся воды и промежуток времени от ее появления

до исчезновения в эти годы практически совпадает. Максимальное различие созревания почвы на полигоне в 1969 г. составило 5 дней (больше, чем в предыдущем году — рис. 1 а, б), но это явилось следствием не различного характера погоды во время снеготаяния, а увеличения в 1969 г. количества осадков и дождливых дней;

Таблица 2

**Основные параметры снежного покрова на полигоне
в отдельные годы (средние величины)**

Год	Высота снега, см	Плотность снега, г/см ³	Толщина ле- дяной корки, мм	Запас воды в снежном покрове, мм
1968	13	0,26	11,7	43
1969	19	0,23	—	46

вследствие этого почва в 1969 г. большую часть времени (с середины первой по третью декаду апреля) сохраняла на верхних частях холмов мягкопластичное, а в пониженных местах и «блюда-цах» липкое и текучее состояние.

Максимальные территориальные различия созревания почвы во многом зависят от того, как долго сохраняется в пониженных местах талая вода. Одинаковая продолжительность ее существо-

Таблица 3

**Глубина скоплений талой воды
на полигоне (см)**

№ точки наблюдения	1968 г.	1969 г.
2	50	50
12	100	96
18	50	45

вания в исследуемые годы свидетельствует о том, что как при радиационном типе погоды, так и при адвекции тепла во время снеготаяния, оттаивание почвы сверху на дне скоплений воды, а следовательно, и инфильтрация талой воды существенно не отличаются. Различия в интенсивности оттаивания почвы, существующие при различном типе погоды, на местах скопления воды сглаживаются ее наличием.

Из сказанного следует, что в мелкопересеченном рельефе различия в сроках просыхания почвы по элементам рельефа зависят от метеорологических условий текущего весеннего и предшествующих осеннего и зимнего периодов. Важнейшими причинами этих различий являются:

1. Величина среднего для данной местности запаса воды в снеге и под снегом, скопившегося к концу зимы.

2. Количество осадков, выпавших со времени начала таяния снега.

3. Глубина и характер распределения по элементам рельефа промерзания почвы в период снеготаяния.

Различие в созревании почвы (рис. 1) привело на большей части исследуемой территории к отклонению начала полевых работ от оптимальных сроков на 15—20 дней. Учитывая это, а также наличие эрозии почвы на полигоне и окружающих его полях (чему способствуют столь большие различия в просыхании почвы весной — около месяца верхние части холмов являются сухими и не покрытыми растительным покровом) мелкопересеченный ландшафт типа исследуемого полигона рекомендуется использовать под посевы многолетних трав, а не яровых и озимых культур (как он используется в настоящее время). Различия в просыхании почвы весной по элементам рельефа увеличивают эрозию, а развитие эрозии до некоторой степени еще больше увеличивает эти различия.

Из-за столь большого различия в созревании почвы весной в мелкопересеченном рельефе прямое картирование условий спелости почвы методом проведения изолиний (рис. 1) возможно только в очень крупном масштабе (не меньше чем 1 : 5000). Для микроклиматического картирования территории колхоза (1 : 10 000) или района (1 : 25 000) целесообразно ввести понятие контрастности созревания почвы, которое в данном случае удобно измерять наибольшей разницей между датами начала созревания почвы на крайних по влажности точках участка-эталона. Предлагаются участки ландшафта условно считать слабоконтрастными, если разность между началом мягкопластичного состояния почвы не превышает 2 дней, умеренно контрастными — 5 дней, сильно контрастными — 10 дней и резко контрастными — >10 дней. По этому принципу на рис. 1 представленный участок-эталон является резко контрастным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Деревянко А. Н. Расчет сроков начала полевых работ и сева ранних яровых зерновых культур в нечерноземной зоне Европейской территории РСФСР. Метеорология и гидрология, № 1, 1969.
2. Дмитриева Н. Г. Некоторые особенности образования и стекания талой воды в районе Нижнедевицкой стоковой станции. В сб.: «Снег и талые воды», АН СССР, М., 1956.
3. Микроклимат СССР. Под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеиздат, Л., 1967.
4. Яшина А. В. и Фишман М. И. Влажность почв в зависимости от рельефа и условий снегонакопления. В сб. «Геофизика ландшафтов», «Наука», М., 1967.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАДИАЦИОННОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНИХ ТРАВ В УСЛОВИЯХ ЭСТОНСКОЙ ССР

Природной особенностью сельского хозяйства Эстонии является широкое распространение лугов и пастбищ, которые составляют больше половины всей используемой в сельском хозяйстве земли [12], причем большое количество низинных болот, альваров и песков может быть пригодно для использования только в качестве культурных пастбищ и сенокосов.

Несмотря на сравнительно большую площадь, занятую многолетними травами, урожай их с 1 га более низкий, чем других сельскохозяйственных культур [10].

Для повышения урожайности многолетних трав необходим учет метеорологических факторов, в частности радиационного режима, на что до сих пор обращали мало внимания.

Для характеристики радиационного режима многолетних трав в Эстонии было рассчитано распределение суммарной, прямой, рассеянной радиации и фотосинтетически активной радиации (ФАР) за период с мая по октябрь.

Проведенный автором анализ показал, что в условиях Эстонии для расчетов суммарной радиации наиболее точной является формула М. С. Аверкиева [1]:

$$Q = 0,96 Q_0 \left[1 - k_m \left(\frac{n + n_n}{2} \right) \right] \frac{1}{1 - \gamma A},$$

а для расчетов прямой радиации — формула Н. М. Копылова [5]:

$$S' = S'_0 \left(1 - \frac{n + n_n}{2} - k \right),$$

где Q и Q_0 — действительная и возможная суммарная радиация, S' и S'_0 — действительная и возможная прямая радиация, n и n_n — общая и нижняя облачность, k и k_m — эмпирические коэффициенты, A — альbedo подстилающей поверхности, $\gamma = 0,2 + 0,5 \left(\frac{n + n_n}{2} \right)$.

В этих формулах режим облачности характеризуется величиной $\frac{n + n_n}{2}$. В расчетах для периода с мая по октябрь использовался показатель, в котором учитывался радиационный вес облачности в каждый из сроков наблюдений [4], равный

$$\frac{2 \times 7 \text{ час.} + 4 \times 13 \text{ час.} + 1 \times 19 \text{ час.}}{7};$$

в расчетах суммарной радиации в условиях Эстонии эта величина в указанные месяцы дает уточнение результатов на 1—3%. Для марта и апреля использовалось средневзвешенное значение величины $\frac{n + n_n}{2}$ из всех сроков наблюдений, когда солнце было выше горизонта.

Коэффициент k_m , выражающий долю суммарной радиации, не пропускаемую облаками, определялся по данным актиометрических наблюдений в Тарту за 9 лет (1956—1964 гг.), Куузику, Тоома и Тийрикоя за 5 лет (1958—1962 гг.).

Таблица 1

Средняя месячная облачность по наблюдениям с интервалами
6 час. и 1 час. Тарту (1960—1964)

	V		VI		VII		VIII		IX		X	
Интервалы наблюдений	6	1	6	1	6	1	6	1	6	1	6	1
Нижняя облачность . .	4,2	4,4	3,9	4,0	4,0	4,3	5,4	5,6	5,0	5,0	6,2	6,3
Общая облачность . . .	7,1	7,0	6,1	6,2	7,1	7,1	7,9	7,9	7,2	7,0	8,0	8,2

На актиометрической станции Тарту наблюдения над облачностью проводились до 30 VI 1957 г. с интервалом 3 часа, позднее через 1 час. Как следует из расчетов И. Ундла [11], средние месячные значения облачности при этом существенно не изменяются. На станциях Тийрикоя, Тоома и Куузику наблюдения проводились с интервалом 6 час.

Из табл. 1, составленной по данным актиометрической станции Тарту, видно, что разница в значениях среднемесячной общей и нижней облачности за счет изменения интервала времени наблюдений невелика и практически ею можно пренебречь.

Различия между коэффициентами k_m получились небольшими по абсолютной величине и носят случайный характер, что дало возможность использовать коэффициент k_m , рассчитанный по данным актиометрической станции Тарту, и в расчетах для других пунктов Эстонии.

Как видно из табл. 2, коэффициент k_m , полученный в Тарту, по абсолютной величине больше, чем в других приведенных

Станция	Годы	I	II	III	IV
Москва	1956—1959	0,78	0,76	0,73	0,68
Каунас	1954—1962	0,81	0,79	0,74	0,69
Рига	1954—1962	0,84	0,84	0,80	0,66
Шилуте	1955—1962	0,87	0,87	0,77	0,71
Тарту	1956—1964	0,92	0,91	0,92	0,74

пунктах [4], что, по-видимому, объясняется увеличением мощности облаков в Эстонии.

Возможные суммы были вычислены по актинометрической станции Тарту, для которой имеется самый длинный ряд актинометрических наблюдений. Ввиду небольшой протяженности Эстонии эти суммы использовались и для других пунктов ее территории.

В расчетах суммарной радиации в бесснежный период использовалось среднее значение альbedo территории Эстонии, которое было рассчитано по формуле

$$\bar{A} = \frac{A_1 P_1 + A_2 P_2 + A_3 P_3 + \dots + A_n P_n}{100},$$

где $\bar{A}$ — среднее значение альbedo, A_1, A_2 и т. д. — среднее значение альbedo отдельных природных поверхностей, P_1, P_2, P_3 и т. д. — площадь соответствующих поверхностей в процентах.

Для вычисления среднего альbedo использованы данные о распределении растительности в республике, собранные Зоологическим музеем Тартуского государственного университета. Среднее значение альbedo отдельных природных поверхностей определялось по литературным данным и в теплое полугодие оказалось равным 16,5%.

Для расчетов поглощенной радиации за период с температурой воздуха выше 5° были составлены карты распределения суммарной радиации в марте и апреле.

В этот период распределение альbedo с достаточной для наших целей точностью может быть найдено по соотношению лесов и безлесных участков. Альbedo в эти месяцы на метеорологических площадках сравнительно близко к альbedo безлесных участков, что определяет возможность характеристики альbedo безлесных участков по данным об альbedo, измеренным на метеоплощадках. Среднее альbedo леса определялось по данным Н. И. Рудиева [7], полученным при помощи специальной актинометрической мачты [6].

коэффициента k_m

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,62	0,58	0,58	0,61	0,65	0,71	0,76	0,76
0,61	0,60	0,62	0,66	0,68	0,71	0,77	0,81
0,56	0,58	0,61	0,65	0,70	0,73	0,74	0,83
0,67	0,60	0,61	0,60	0,66	0,72	0,75	0,79
0,66	0,66	0,68	0,65	0,68	0,78	0,80	0,89

По соотношению лесов и безлесных участков были составлены карты распределения альбедо в эти месяцы.

Как известно, влияние вторичного отражения радиации от облаков зависит от их высоты [2] и, по-видимому, от их оптических характеристик. В частности, по М. С. Аверкиеву [2], площадь территории, альбедо которой влияет на приход суммарной радиации, при высоте облаков 4 км, по радиусу равна 35 км, при высоте 2 км — 15—24 км.

В связи с этим автором была сделана попытка учесть этот эффект по данным об облачности метеорологических станций, материалы которых использовались для построения карт суммарной радиации.

Для этого строились изолинии соотношения $\frac{n + n_n}{2}$, полученные по данным наблюдений метеорологической сети на территории Эстонской ССР, которые накладывались на карту распределения альбедо. Далее выделялись для каждого месяца реальные возможные сочетания для средних условий соотношений $\frac{n + n_n}{2}$ и альбедо A , которые были использованы при расчете по формуле М. С. Аверкиева.

Следует отметить, что применение подобной методики представляется более целесообразным, чем непосредственный учет влияния облачности на каждой метеорологической станции по методике М. С. Аверкиева [2]. Кроме того, применение этой методики значительно уменьшает вероятность появления систематических ошибок, связанных с тем, что данные метеорологических станций, обычно расположенных на открытых, ровных местах, нерепрезентативны для территории, занятой лесом.

Рассеянная радиация получена как разность $D = Q - S'$, ФАР вычислялась по соотношению [9]

$$\text{ФАР} = 0,42S' + 0,60D.$$

Поглощенная радиация была найдена по $B_k = Q(1 - A_k)$ где A_k — альбедо травяного покрова.

В условиях Эстонии непосредственно изучено альbedo естественной поверхности с травяным покровом [8] и альbedo поля в вегетационный период. Установлено, что на сельскохозяйственных полях Эстонской ССР с различными почвами при более или менее одинаковом состоянии травостоя культур образуется одинаковый радиационный режим. Данные актинометрических наблюдений на метеорологических площадках могут быть приняты с достаточной

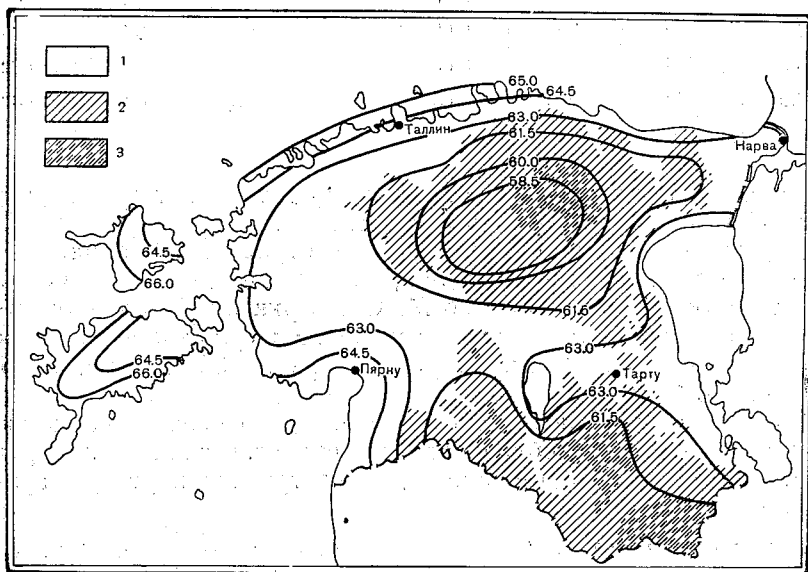


Рис. 1. Распределение прямой радиации в Эстонской ССР с мая по октябрь (ккал/см² период).

Высота над уровнем моря: 1—0—50 м, 2—50—100 м, 3—выше 100 м.

точностью для характеристики радиационного режима полей с зерновыми культурами и сеяными многолетними травами, расположенными на расстоянии нескольких километров от площадки.

Альbedo многолетних трав в ранние стадии развития (примерно до перехода температуры воздуха через 10°) было принято равным 18%, для остальных месяцев использовались средние значения альbedo, измеренные на метеоплощадке актинометрической станции Тарту.

Карты распределения суммарной, прямой, рассеянной радиации и ФАР получены суммированием отдельных видов радиации по месяцам, суммы суммарной радиации при составлении карты поглощенной радиации определялись по методу гистограммы.

В расчетах использовались данные по облачности для 26 метеостанций.

На рис. 1 и 2 приведены карты распределения прямой и суммарной радиации. Изолинии на карте прямой радиации проведе-

ны через $2,0 \text{ ккал/см}^2$ период, на карте суммарной радиации через $1,5 \text{ ккал/см}^2$ период.

В лучших условиях для поступления солнечного тепла находятся острова и побережья открытого моря, что связано главным образом с бризовой циркуляцией.

В центральной части республики суммарная радиация уменьшается, и на территории, охватывающей большую часть возвышенности Пандивере, моренную равнину Средней Эстонии [3],

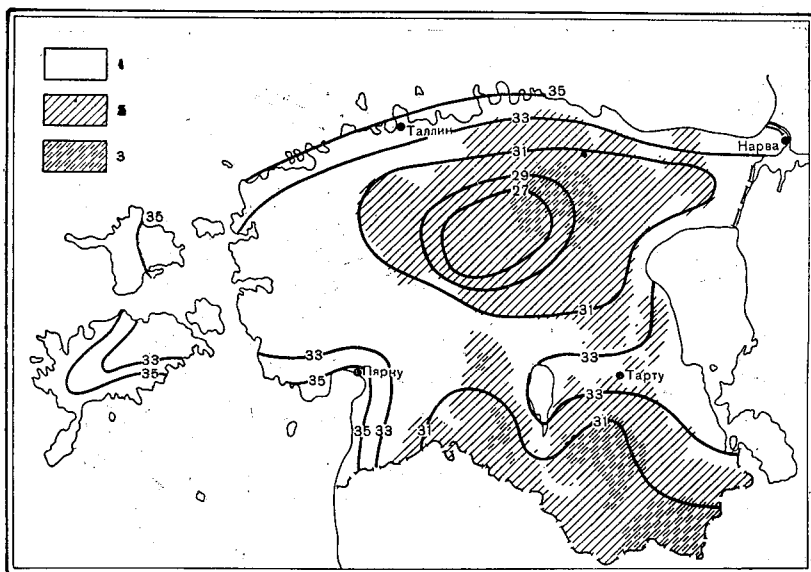


Рис. 2. Распределение суммарной радиации в Эстонской ССР с мая по октябрь (ккал/см^2 период).

Усл. обозн. см. рис. 1.

часть Кырвемаа и район друмлинного ландшафта Тюри, изолинии образуют ряд замкнутых контуров. Подобное распределение суммарной и прямой радиации можно объяснить влиянием возвышенностей, которые увеличивают облачность (деформация линии тока, увеличение шероховатости и турбулентности, связанное с различиями температуры подстилающей поверхности в районах возвышенностей, и т. д.) и частично бризовой циркуляцией.

Между озерами Чудским и Выртсарв суммарная и прямая радиация увеличиваются, что, по-видимому, обусловлено уменьшением облачности в береговой зоне Чудского озера, подветренным расположением этой территории относительно возвышенностей и преобладающих ветров, что приводит к рассеиванию облачности в потоках воздуха, перемещающихся в направлении Чудского озера.

В южной части Эстонии распределение суммарной и прямой радиации определяется увеличением облачности под влиянием возвышенностей.

Территориальные различия ФАР и рассеянной радиации невелики. ФАР изменяется в пределах от 29,0 до 33,0 ккал/см² мес., рассеянная радиация от 29,0 до 32,0 ккал/см² мес. Общий характер распределения радиации такой же, как и у прямой и суммарной радиации, поэтому карты этих величин не приводятся.

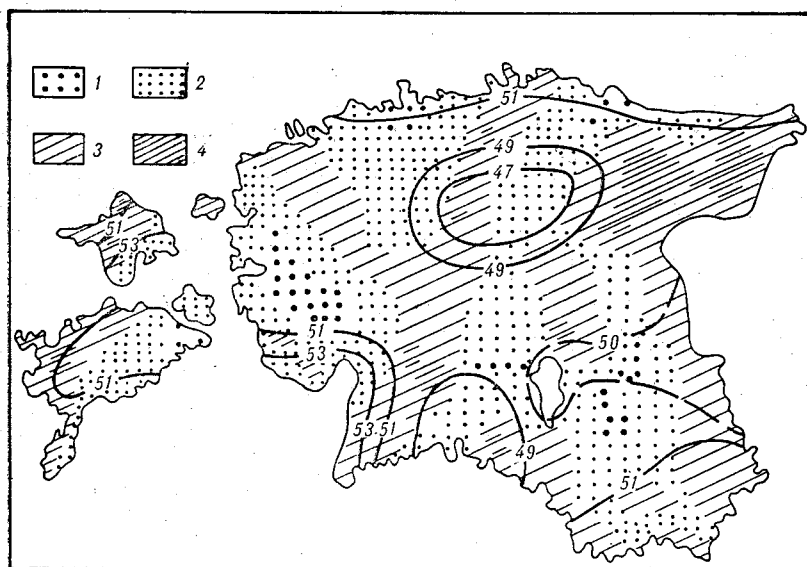


Рис. 3. Распределение радиации, поглощенной многолетними травами, в период с температурой воздуха 5° (ккал/см²период).

Лесистость: 1 — 0 — 20%, 2 — 20 — 50%, 3 — 50 — 80%, 4 — 80 — 100%.

На рис. 3 приведена карта распределения поглощенной радиации за период с температурой воздуха выше 5°, соответствующий вегетационному периоду многолетних трав. Как видно, общий характер распределения радиации не изменяется. Различия проявляются на острове Хийумаа, где максимальные значения перемещаются на восточную часть острова. Суммы поглощенной радиации в отличие от сумм суммарной радиации увеличиваются в юго-восточной части республики.

Подобные изменения в распределении радиации объясняются в этих районах большим количеством дней со средней температурой воздуха выше 5°, особенно в весенний период, когда интенсивность приходящей радиации уже значительна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверкиев М. С. Уточненный метод расчета суммарной радиации. Вестник Моск. Унив.сер., сер. 5-я геогр. № 1, 1961.
2. Аверкиев М. С. О величине района, среднее альbedo которого оказывает влияние на суммарную радиацию в данном пункте. Метеорология и гидрология № 8, 1964.
3. Вареп Е. Физико-географическое (ландшафтное) районирование Эстонской ССР. Ученые записки Латвийского Гос. Универс. им. П. Стучки, т. XXX, XII, геогр. науки, 1958.
4. Кавалаяускас Б. М. Суммарная радиация на территории Южной Прибалтики. Труды АН Лит. ССР, сер. Б, 3(38), 1964.
5. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Гидрометеиздат, Л., 1965.
6. Раунер Ю. Л. К методике экспериментальных исследований теплового баланса лесных и безлесных ландшафтов. Труды Центральн. Черноземного Гос. заповедника им. проф. В. В. Алехина, вып. VIII, 1965.
7. Руднев Н. И. Сезонные особенности формирования радиационного баланса смешанного леса в Подмоскowie. В сб. «Тепловой и радиационный баланс естественной растительности и сельскохозяйственных полей». Изд. «Наука», М., 1965.
8. Тооминг Х. Дневные и сезонные изменения альbedo некоторых естественных поверхностей Эстонской ССР. Исследования по физике атмосферы, № 2, 1960.
9. Тооминг Х. Г., Гуляев Б. И. Методика измерения фотосинтетически активной радиации. Изд. «Наука», М., 1967.
10. Тоомре Р. И. Долголетние культурные пастбища. Изд. «Колос», М., 1966.
11. Ундла И. О закономерностях изменчивости дневных сумм солнечной радиации. Исследования по физике атмосферы, № 3, 1962.

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАЙМЫРСКОЙ ТУНДРЫ

Летом 1966 и 1967 гг. группа сотрудников сектора микроклимата ГГО принимала участие в комплексной экспедиции, организованной Ботаническим институтом АН СССР им. В. И. Комарова. Результаты наблюдений 1966 г. опубликованы в работах [1, 6]. В 1967 г. микроклиматические наблюдения проводились также вблизи поселка Тарей в течение июля и августа. Наблюдения велись на яру в пятнистой тундре и на полигональном болоте строго синхронно на всех точках круглосуточными сериями.

Основной целью микроклиматических исследований является определение количественной величины микроклиматических различий между отдельными участками конкретных территорий и увязка их с данными метеорологической сети. Имеющаяся система таблиц поправок на микроклимат по основным метеорологическим элементам не была распространена на зону вечной мерзлоты при микроклиматическом районировании территории СССР [4]. Экспедиции на Таймырский полуостров позволили начать заполнение существующего пробела.

В результате обработки наблюдений 1966 г. были выявлены некоторые общие закономерности метеорологического режима приземного слоя воздуха. Это прежде всего четкий суточный ход метеорологических элементов (температуры и влажности воздуха, прямой солнечной радиации и радиационного баланса, температуры поверхности почвы). Особенностью теплового баланса является относительно большой поток тепла в почву (около 30% от радиационного баланса), и несмотря на насыщенность влагой тундровых почв сравнительно небольшое испарение (меньше 40% от радиационного баланса).

Суточные суммы испарения в ясную теплую погоду не превышают 1,5—2,0 мм. Возможно, что такой небольшой расход тепла на испарение обусловлен физиологическими особенностями тундровых растений, которые в процессе вегетации должны экономно расходовать небольшое количество тепловой энергии, получаемой в этих широтах. Кроме того, для тундры характерно малое не-

продуктивное испарение вследствие сплошного растительного покрова, который создает влаго- и теплоизолирующую прослойку.

Для выяснения роли этой прослойки в термическом режиме почвы был проделан следующий эксперимент. В одинаковых условиях на валике полигонального болота были установлены комплекты термометров Савинова под естественным покровом и на оголенной площадке. На рис. 1 приводится ход температуры

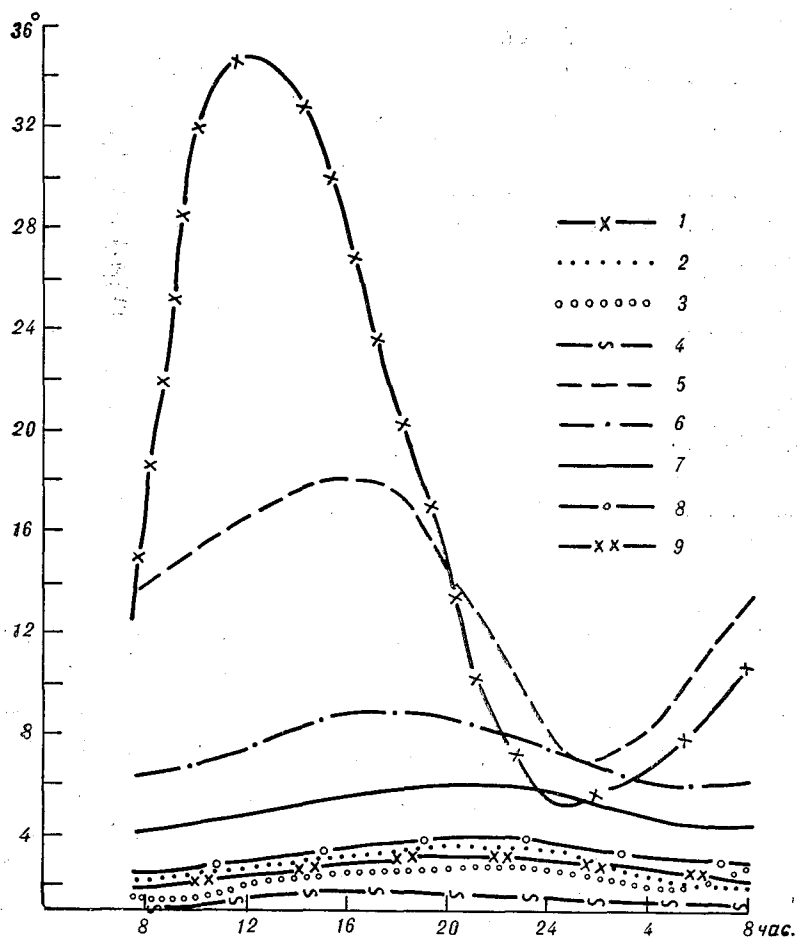


Рис. 1. Суточный ход температуры почвы на валике полигонального болота на площадках с естественной растительностью (1, 2, 3, 4) и на оголенной (5, 6, 7, 8, 9).

1 — на поверхности почвы, 2 — на глубине 5 см, 3 — на глубине 10 см, 4 — на глубине 15 см, 5 — на поверхности почвы, 6 — на глубине 5 см, 7 — на глубине 10 см, 8 — на глубине 15 см, 9 — на глубине 20 см.

Сравнительная термическая характеристика

Ясно $t_{\text{д}} = 15-20^{\circ}$, $t_{\text{н}} = 10^{\circ}$, $V > 8$ м/сек.					Ясно $t_{\text{д}} = 15-20^{\circ}$, $t_{\text{н}} = 10^{\circ}$, $V < 5$ м/сек.				
t воздуха на высоте 150 см	t почвы на глубине				t воздуха на высоте 150 см	t почвы на глубине			
	5 см		20 см			5 см		20 см	
Раз									
Пятнистая тундра — яр:									
день . . .	1,0—1,5	—4,0 —6,0	—1,5 —2,0		0,5—1,0	—8,0 —9,0	—4,0 —5,0		
ночь . . .	—0,5 —0,0	—2,0 —4,0	—1,5 —2,0		—0,5 —1,0	—4,0 —5,0	—4,0 —4,5		
Пятнистая тундра — бо- лото:									
день . . .	0,0—0,5	1,0—1,5	1,0—2,0		1,0 —0,5	1,0—1,5	1,5—2,0		
ночь . . .	0,0—0,5	1,0 —2,0	1,0—2,0		1,0 —0,5	—0,5	1,5—2,0		
Градиенты температуры воздуха ($t_{20}-t_{150}$) . .		0,1—0,2				1,5—3,0			
Суточная ам- плитуда тем- пературы воздуха на высоте 150 см		10				11—12			
Даты наблю- дений . . .	25, 26, 27, 30, 31 июля 1966 г.				19, 20, 27, 28 июля 1967 г.				

почвы за ясные сутки 27—28 июля 1967 г., из которого видно, что на оголенной площадке температура поверхности почвы днем значительно ниже (наибольшие различия составляют 16°), ночью, напротив, выше на $1,5-2,0^\circ$ за счет притока тепла к поверхности из глубины. В почве на всех глубинах оголенной площадки наблюдается заметное повышение температуры: на глубине 5 см на $4-6^\circ$, на 10 см — $2-3^\circ$, на 15 см — $1-1,5^\circ$. На глубине 20 см под естественным покровом почва мерзлая, а на оголенном участке температура почвы на этой глубине выше, чем на глубине 10 см естественного участка. Таким образом, снятие дернины приводит к существенному изменению теплового режима почвы, увеличению потока тепла в глубь почвы и большему ее прогреванию [2].

По данным экспедиционных наблюдений была составлена табл. 1, в которой дается сравнительная термическая характеристика различных участков тундры при разных типах погоды.

За периоды наблюдений оказалось возможным выделить четыре типа погоды:

Таблица 1

участков тундры при разных типах погоды

Пасмурно $t_d \sim 10^\circ$, $t_n \sim 5^\circ$, $V < 5$ м/сек.			Ясно $t_d = 25^\circ$, $t_n = 15-20^\circ$, $V < 5$ м/сек.		
t воздуха на высоте 150 см	t почвы на глубине		t воздуха на высоте 150 см	t почвы на глубине	
	5 см	20 см		5 см	20 см

НОСТИ

-0,5 -1,0	-3,5 -4,0	-3,0 -3,5	0,5-0,0	-6,0 -9,0	-3,0 -4,0
-1,0 -1,5	-3,5 -4,0	-3,0 -3,5	-0,5 -0,0	-5,0 -6,0	-3,0 -4,0
—	—	—	0,0-0,5	1,0-2,0	4,0-5,0
—	—	—	—	—	—
0,1-0,2			1,0-2,0		
4-5			8-9		
5, 6, 7, 8 августа 1966 г.			14, 15 июля 1967 г.		

1) солнечная погода со сравнительно высокими температурами (днем $15-20^\circ$, ночью около 10°) и большими скоростями ветра (>8 м/сек.);

2) солнечная теплая погода, но с умеренными скоростями ветра (<5 м/сек.);

3) пасмурная холодная погода (температура днем не выше 10° , ночью ниже 5°), со слабым ветром (<5 м/сек.);

4) жаркая, солнечная погода (температура днем около 25° , ночью $15-20^\circ$), ветер небольшой (<5 м/сек.).

За контрольную точку была взята пятнистая тундра. Разности с контрольной точкой вычислялись отдельно для дня и ночи по температуре воздуха на высоте 150 см, температуре почвы на глубинах 5 и 20 см. В нижней строчке таблицы даны вертикальные разности температуры воздуха между 20 и 150 см и суточная амплитуда температуры воздуха на высоте 150 см.

При первом типе погоды яр (южный склон крутизной 25° , обращенный к реке) на высоте 150 см днем бывает холоднее

пятнистой тундры на $1,0-1,5^{\circ}$, ночью немного теплее — на $0,5-0,6^{\circ}$. Такое соотношение температуры воздуха на рассматриваемых точках можно объяснить только охлаждающим влиянием реки днем и отепляющим ночью. В связи с большим притоком солнечной радиации к яру, которое составляет в околополуденные часы $40-45\%$ [6], температура почвы всегда выше, чем других участков тундры: на глубине 5 см это увеличение составляет $4-6^{\circ}$ днем и $2-3^{\circ}$ ночью, на глубине 20 см $1,5-2,0$ в течение всех суток, т. е. на этой глубине нет суточного хода рассматриваемых разностей, что связано с отсутствием суточной амплитуды температуры на глубине 20 см [5, 6]. На поверхности почвы суточный ход термических разностей между пятнистой тундрой и яром достигает больших значений: днем яр может быть теплее тундры на $8-9^{\circ}$, а ночью холоднее на $2-3^{\circ}$.

Вследствие больших скоростей ветра происходит очень интенсивное турбулентное перемешивание воздуха за счет динамического фактора, устойчивость даже днем близка к равновесной и вертикальные разности температуры воздуха 20 и 150 см составляют лишь $0,1-0,2^{\circ}$. Суточная амплитуда температуры $9-8^{\circ}$.

При втором типе погоды, который в отличие от первого типа характеризуется умеренными скоростями ветра, днем наблюдается значительная неустойчивость атмосферы: вертикальные разности температуры воздуха 20 и 150 см достигают $1,5-3,0$. Суточная амплитуда температуры воздуха составляет $11-12^{\circ}$ на пятнистой тундре и в болоте и около 10° на ярах.

Таким образом, значения приводимых величин аналогичны для условий ясной погоды средних широт [5]. На яру наблюдается некоторое уменьшение суточной амплитуды температуры, которое объясняется влиянием реки.

Причина сравнительно больших суточных амплитуд, так же как и инверсионного распределения температуры, продолжительность которого, согласно наблюдениям, около 10 час., очевидна. Несмотря на полярный день, солнце в северной части горизонта стоит низко (на 15 июля его минимальная высота $\sim 5^{\circ}$). Известно, что везде инверсия устанавливается еще до захода солнца при высотах его около $10-15^{\circ}$. Высокие широты не являются исключением из общих законов метеорологии. Своеобразие их лишь в том, что время низкого стояния солнца здесь продолжительнее, чем в умеренном поясе.

Температура воздуха на ярах днем, как и при рассмотренном первом типе погоды, ниже, чем в тундре, на $0,5-1,0^{\circ}$, а ночью выше тоже на $0,5-1,0^{\circ}$.

Почва на яру при этом типе погоды значительно теплее, чем на соответствующих глубинах в пятнистой тундре. Так, на глубине 5 см эти различия составляют днем $7-9^{\circ}$, ночью $4-5^{\circ}$, на глубине 20 см — $4-5^{\circ}$ в течение суток.

Для третьего типа погоды — пасмурного прохладного, с умеренными скоростями ветра вертикальные разности температуры

малы — $0,1-0,2^{\circ}$, суточные амплитуды температуры около 5° . При этом типе температура воздуха яра выше, чем на пятнистой тундре: днем на $0,5-1,0^{\circ}$, ночью на $1,0-1,5^{\circ}$, т. е. разности больше, чем при других типах погоды. Это объясняется прежде всего тем, что при холодной адвекции наблюдаются ветры северного направления и яр оказывается подветренным склоном. Из ряда работ [3] известно, что при холодных вторжениях наиболее теплыми бывают защищенные от ветра местоположения. Радиационные причины, очевидно, играют здесь меньшую роль, так как вследствие сплошной облачности прямая радиация отсутствует, а приток рассеянной радиации примерно одинаков к южному склону и ровному месту. Влияние реки тоже не проявляется.

Разности температуры почвы на глубине 5 и 20 см одинаковы, составляют $3-4^{\circ}$ и не имеют суточного хода. Отсутствие суточного хода разностей на глубине 5 см также указывает на незначительность влияния радиационных причин в формировании термических различий между рассматриваемыми участками тундры при этом типе погоды.

Четвертый тип погоды является противоположностью третьему типу — ярко выраженная теплая адвекция с отсутствием облачности. Соотношение термических характеристик имеет много общего со вторым типом погоды, но различия несколько смазаны, так как очень сильное влияние адвекции умеряет термические различия местоположений.

Вертикальные разности температуры здесь несколько меньше, чем при втором типе погоды ($1,0-2,0^{\circ}$), так же как и суточные амплитуды, которые не превышают $7-8^{\circ}$.

При четвертом типе погоды температура воздуха яра почти такая же, как на пятнистой тундре: днем ниже на $0,5^{\circ}$, ночью выше тоже на $0,5^{\circ}$.

Разности в почве на глубине 5 и 20 см примерно такие же, как при втором типе погоды, влияние теплой адвекции проявляется в увеличении ночных разностей на глубине 5 см, которые при этом типе погоды оказываются наибольшими — $5-6^{\circ}$. Очевидно, это обусловлено уменьшением эффективного излучения за счет большого противоизлучения атмосферы, что приводит к уменьшению амплитуды температуры на этой глубине на яру.

Болото по термическому режиму при всех наблюдаемых типах погоды и в воздухе и в почве всегда немного холоднее, чем пятнистая тундра: в воздухе на высоте 150 см различия не превышают 1° , в почве несколько больше $1-2^{\circ}$ на глубине 5 см и $1,5-2,0^{\circ}$ на 20 см, достигая наибольших значений при четвертом типе погоды.

Рассмотренные типы не исчерпывают всего комплекса погодных условий, в частности, для характеристики микроклиматических различий в тундре необходимо включить в состав таблицы еще такие типы, как теплая адвекция при пасмурной погоде и, наоборот, холодная адвекция с ясной погодой. Но за время работы

экспедиции такой погоды не было. Для более полного решения вопроса необходимо продолжение начатых работ.

В заключение необходимо подчеркнуть, что несмотря на своеобразие природных условий метеорологический режим Таймырской тундры имеет много общего со средними широтами, так как определяется теми же физическими процессами, протекающими в приземном слое атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко В. Н. Тепловой баланс и возможности мелиорации термического режима почвы. Труды ГГО, вып. 248, Гидрометеиздат, Л., 1969.
2. Колосков П. И. Климатические основы сельского хозяйства Амурской губернии. Благовещенск, 1925.
3. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. Под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеиздат, Л., 1962.
4. Микроклимат СССР под ред. И. А. Гольцберг. Гидрометеиздат, Л., 1967.
5. Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Гидрометеиздат, Л., 1962.
6. Романова Е. Н. Некоторые особенности микроклимата субарктической тундры. Труды ГГО, вып. 248, Гидрометеиздат, Л., 1969.
7. Тыртиков А. П. Влияние растительности на температуру почв в области многолетних мерзлых грунтов. Вестник МГУ, серия биол. и почвовед., № 5, 1966.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА В СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ ПОСЕВА

Изучение пространственной изменчивости климатических элементов, в том числе составляющих теплового баланса, под влиянием характера и свойств подстилающей поверхности является одной из актуальных проблем современной климатологии. В этой проблеме самостоятельный интерес представляют исследования микроклиматической изменчивости теплового баланса на малых расстояниях за счет биологических особенностей роста и развития конкретных растительных сообществ и различий в структуре посева. На сельскохозяйственных полях внутри и на поверхности стеблестоя растений, как правило, создаются особые условия тепло- и влагообмена, определяющие существенные изменения в структуре теплового баланса по сравнению с данными наблюдений на теплобалансовых станциях, характеризующих метеорологический режим естественной подстилающей поверхности. Поэтому установление количественных характеристик изменения составляющих теплового баланса на сельскохозяйственных полях по сравнению с естественной подстилающей поверхностью представляет практический интерес.

В последние годы выполнено значительное число исследований по тепловому балансу различных сельскохозяйственных культур [2, 13, 17, 18, 21 и др.]. Однако использование результатов этих исследований весьма ограничено в связи с тем, что характеристика теплового баланса различных растительных сообществ дается в большинстве случаев без соответствующей оценки изменения его составляющих по сравнению с естественным фоном, т. е. с подстилающей поверхностью в конкретном физико-географическом районе. В ряде работ сделана попытка количественно оценить возможные различия в тепловом балансе поля, занятого той или иной культурой, и естественной подстилающей поверхности [9, 15, 22, 23]. Ценность таких работ неизмеримо выше, особенно в тех случаях, когда параллельно с комплексом наблюдений, необходимых для расчета составляющих теплового баланса, проводятся биометрические измерения.

В настоящее время возрос интерес к исследованиям метеорологического режима внутри растительного покрова с учетом биометрических характеристик в связи с разработкой физической теории продуктивности сельскохозяйственных растений [5, 6, 8, 19, 24, 25 и др.]. Использование биометрических характеристик открывает новые возможности для установления количественных закономерностей формирования теплового баланса и фитолимата сельскохозяйственных растений в зависимости от структуры посева в различных климатических районах страны.

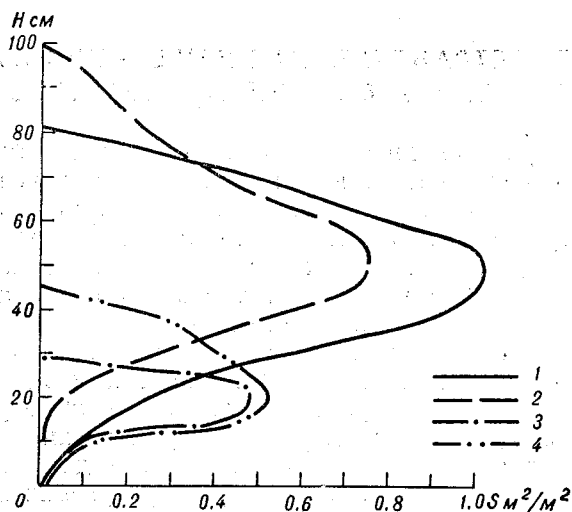


Рис. 1. Вертикальное распределение листовой поверхности ($S \text{ м}^2/\text{м}^2$) в посевах сорго (1, 2) и хлопчатника (3, 4).

1 — 16 июля; 2 — 2—3 августа; 3 — 16 июля; 4 — 3 августа.

Несмотря на имеющиеся исследования, вопрос о пространственной изменчивости составляющих теплового баланса на сельскохозяйственных полях остается все еще малоизученным. Поэтому в данной работе ставится задача количественно оценить микроклиматическую изменчивость теплового баланса в связи с биологическими особенностями развития растений и различиями в структуре посева на примере хлопчатника и сорго, возделываемых в засушливых условиях юга Украины. Для этих целей привлечены материалы экспедиционных исследований сектора микроклимата ГГО летом 1966 г. на опытных полях Одесского научно-исследовательского института генетики в условиях открытого ровного места и естественного увлажнения. В ранее опубликованной работе [16] подробно изложены объем и методика наблюдений, характери-

стика погодных условий, а также особенности метеорологического режима внутри и на поверхности стеблестоя хлопчатника и сорго.

Остановимся кратко на биометрической характеристике посевов. Как следует из рис. 1, на обеих культурах сохраняется общий характер распределения листовой поверхности по вертикали, а именно максимальное нарастание площади листьев наблюдается на уровне, соответствующем примерно $1/2$ высоты растений. От этого уровня площадь листьев уменьшалась почти симметрично.

Таблица 1

Биометрическая характеристика посевов хлопчатника и сорго

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

Растения сорго смыкались как в ряду, так и в междурядьях, образуя мощный интенсивно транспирирующий стеблестой. Степень затенения междурядий составляла 70—80%. К концу периода наблюдений фотосинтезирующая поверхность листьев сорго заметно уменьшилась в связи с тем, что в период формирования репродуктивных органов происходит перекачка пластических веществ в органы плодоношения и ростовые процессы заканчиваются. Индекс листовой поверхности (отношение общей площади листьев к площади почвы) сорго изменялся от 2,2 до 1,5 $\text{м}^2/\text{м}^2$.

У хлопчатника ростовые процессы продолжались на протяжении всего периода наблюдений, и соответственно — индекс листовой поверхности изменялся от 0,5 до 0,8 $\text{м}^2/\text{м}^2$. Степень затенения междурядий не превышала 50%. Из-за недостаточного увлажнения почвы индекс листовой поверхности на обеих культурах был значительно ниже возможного.

Из рассмотренных данных видно, что хлопчатник и сорго существенно различались по структуре посева. На поле с сорго высота растений была вдвое выше, листовая поверхность в 4—2 раза больше, а биомасса в 3—4 раза мощнее, чем на поле с хлопчатником (табл. 1). Накопление биомассы хлопчатника и сорго происходило в основном за счет нарастания листовой поверхности и уплотнения стеблей.

Выяснение особенностей теплового баланса на полях с хлопчатником и сорго можно провести на основе анализа отдельных

его составляющих, которые связаны между собой известным уравнением:

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

где R — радиационный баланс деятельной поверхности; LE — тепло, затрачиваемое на суммарное испарение или выделяемое при конденсации; P — поток тепла в воздух, идущий от деятельной поверхности в результате турбулентного теплообмена; B — поток тепла, поступающий в почву.

Радиационный баланс и основные его составляющие для поля хлопчатника получены по данным непосредственных наблюдений. Для поля сорго радиационный баланс был рассчитан по формуле:

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

где S' — прямая радиация; D — рассеянная радиация; A — альбедо; $E_{\text{эф}}$ — эффективное излучение.

Расчет по формуле (2) выполнен с учетом данных наблюдений за альбедо на поле сорго и рассчитанных величин R при условии, что приходная часть радиационного баланса, поступающая на поверхность растительного покрова хлопчатника и сорго, одинакова. Эффективное излучение деятельной поверхности рассчитано по общепринятому методу как

$$E_{\text{эф}} = E_0(1 - cn^2), \quad (3)$$

где n — средняя облачность; c — постоянный коэффициент; E_0 — эффективное излучение при безоблачном небе, которое было вычислено по графику Е. Д. Ковалевой [11].

При расчете турбулентных потоков тепла и влаги были использованы наблюдения за радиационным балансом, температурой и абсолютной влажностью воздуха, температурой и влажностью почвы. Расчет основных составляющих теплового баланса выполнен по общепринятой методике (20). Турбулентный поток тепла и влаги получен в предположении постоянства этих потоков с высотой и равенства для них коэффициента турбулентного перемешивания. Расчет потоков тепла и влаги выполнен по методу теплового баланса:

$$P = \frac{R - B}{1 + 1,56 \frac{\Delta e}{\Delta T}} \text{ кал/см}^2\text{мин.}; \quad (4)$$

$$LE = \frac{R - B}{1 + 0,64 \frac{\Delta T}{\Delta e}} \text{ кал/см}^2\text{мин.}, \quad (5)$$

где ΔT и Δe — разность температур и абсолютной влажности воздуха на двух уровнях (для хлопчатника 0,5 и 1,5 м; для сорго 1—2 м). В ряде случаев потоки тепла и влаги рассчитывались по методу турбулентной диффузии.

Расчет интенсивности потока тепла в почву производился по следующей формуле:

$$B = \frac{c}{\tau} S_1 \text{ кал/см}^2\text{мин.}, \quad (6)$$

где c — объемная теплоемкость почвы; S_1 — величина, характеризующая изменение температуры в почве на глубине s с течением времени; τ — промежуток времени, за который вычисляется среднее значение потока тепла в почве. Расчет составляющих тепло-

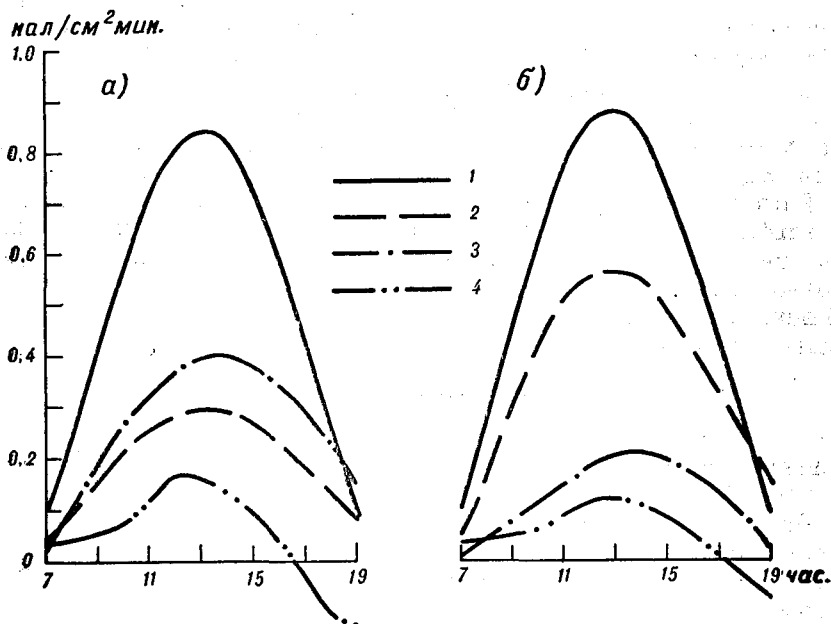


Рис. 2. Дневной ход составляющих теплового баланса в посевах хлопчатника (а) и сорго (б) за период с малооблачной погодой.

1 — R; 2 — LE; 3 — P; 4 — B.

вого баланса выполнен в среднем за весь период наблюдений (с 16 VII по 3 VIII), а также по типам погоды:

А. Малооблачная погода, скорость ветра днем ≥ 2 м/сек. (18, 19, 21, 28, 31 VII);

Б. Малооблачная погода, скорость ветра днем ≥ 4 м/сек. (23, 25, 26, 29 VII, 1 VIII).

В. Среднее за весь период наблюдений с 16 VII по 3 VIII.

На рис. 2 представлен дневной ход составляющих теплового баланса для хлопчатника и сорго за период с малооблачной погодой. Различия в остаточной радиации, как и следовало ожидать, невелики. На поле с сорго радиационный баланс, за счет некото-

рого увеличения альбедо и заметного снижения эффективного излучения, в среднем на 4—6% выше, чем на хлопковом поле. Наиболее чувствительны к пространственной изменчивости на малых расстояниях за счет структуры посева такие составляющие теплового баланса, как затрата тепла на испарение и турбулентный теплообмен. Под влиянием биологических особенностей развития растений и различий в биометрических характеристиках посева происходит перераспределение составляющих теплового баланса. На поле с хлопчатником, образующим в условиях недостаточного увлажнения слаборазвитый стеблестой растений, основную расходную часть баланса составляют турбулентный теплообмен между деятельной поверхностью и воздухом, что характерно и для участков с естественным травостоем в условиях юга Украины. На поле с сорго, где площадь листьев и биомасса в 2—4 раза больше, чем на хлопчатнике, большая часть радиационного тепла, поступающего на деятельную поверхность, расходуется на суммарное испарение.

Поток тепла в почву по абсолютной величине составляет небольшую часть от радиационного баланса и имеет четко выраженную тенденцию к уменьшению его на поле с сорго по сравнению с хлопчатником примерно на 0,05—0,03 кал/см² мин. Основное влияние на уменьшение потока тепла через поверхность почвы на поле с сорго оказывает затенение почвы сомкнутым стеблестоем растений и поглощение тепла более мощной биомассой. Вместе с тем известно, что теплообмен в растительной массе по абсолютной величине мал и даже в такой растительной массе, как лес, величины потока тепла через поверхность почвы и поверхность леса сравнимы между собой [12, 23].

Несколько неожиданными оказались данные по тепловому балансу за период с малооблачной погодой при скорости ветра днем 4 м/сек. и более (табл. 2). При усилении ветра днем до 4 м/сек. и более заметна тенденция к возрастанию LE на обеих культурах при некотором увеличении турбулентного теплообмена на хлопчатнике и соответствующем уменьшении его на поле с сорго. В целом эти изменения в структуре теплового баланса обеих культур несут существенны и их скорее можно отнести за счет некоторого повышения радиационного притока тепла в этот период.

Распределение основных составляющих теплового баланса LE и R самым тесным образом связано с особенностями дневного хода вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра. Как следует из рис. 3, градиентам ΔT , Δe , ΔU свойственна большая чувствительность к микроклиматическим различиям в связи с биометрической характеристикой посева. За период с малооблачной погодой и слабым ветром изменение температуры воздуха в полуденные часы на поле с хлопчатником в слое 0,5—1,5 м составляет 1,5°, в то время как на поле с сорго это изменение в слое 1—2 м не превышает 0,9°, что обуславливает соответствующие различия в величинах турбулентного тепло-

Таблица 2

Дневной ход составляющих теплового баланса в посевах
хлопчатника и сорго (кал/см² мин.)
Одесса, июль 1966 г.

Параметры	Хлопчатник, часы						Сорго, часы					
	7	10	12	14	17	19	7	10	12	14	17	19

А. Малооблачная погода, скорость ветра ≥ 2 м/сек.

<i>R</i> . . .	0,11	0,59	0,80	0,80	0,37	0,12	0,11	0,62	0,84	0,84	0,39	0,12
<i>LE</i> . . .	0,07	0,22	0,26	0,28	0,15	0,10	0,08	0,43	0,52	0,49	0,26	0,16
<i>P</i> . . .	0	0,28	0,36	0,38	0,26	0,12	0	0,13	0,20	0,23	0,11	0
<i>B</i> . . .	0,04	0,09	0,18	0,14	-0,04	-0,10	0,03	0,06	0,12	0,12	0,02	-0,04

Б. Малооблачная погода, скорость ветра ≥ 4 м/сек.

<i>R</i> . . .	0,08	0,55	0,83	0,87	0,49	0,06	0,08	0,58	0,87	0,91	0,51	0,06
<i>LE</i> . . .	0,02	0,22	0,30	0,31	0,21	0,06	0,02	0,41	0,58	0,62	0,37	0,13
<i>P</i> . . .	0,03	0,27	0,38	0,43	0,31	0,15	0,02	0,10	0,17	0,19	0,14	0,03
<i>B</i> . . .	0,03	0,06	0,15	0,13	-0,03	-0,15	0,04	0,07	0,12	0,10	0	-0,10

В. Средние за период наблюдений с 16 VII по 3 VIII

<i>R</i> . . .	0,08	0,52	0,78	0,74	0,37	0,06	0,08	0,54	0,82	0,78	0,39	0,06
<i>LE</i> . . .	0,02	0,16	0,28	0,24	0,18	0,02	0,03	0,34	0,46	0,43	0,26	0,10
<i>P</i> . . .	0,02	0,27	0,34	0,38	0,22	0,16	0	0,13	0,22	0,26	0,12	0,03
<i>B</i> . . .	0,04	0,09	0,15	0,12	-0,04	-0,12	0,04	0,08	0,11	0,09	0	-0,06

обмена на обеих культурах. Иное соотношение наблюдается в вертикальных градиентах абсолютной влажности и скорости ветра. Изменение абсолютной влажности в прилежащих слоях воздуха достигает наибольших значений на поле с сорго, где за счет интенсивно транспирирующего мощного стеблестоя растений его величина составляет 1,4 мб, а на поле с хлопчатником Δe не превышает 0,8 мб. Под влиянием мощного стеблестоя растений на поле с сорго происходит более значительное изменение профиля ветра с высотой по сравнению с хлопчатником. При усилении ветра до 4 м/сек. и более характер соотношений вертикальных градиентов метеорологических элементов на обеих культурах сохраняется при заметном уменьшении их абсолютных значений. Поскольку величины ΔT , Δe , ΔU входят в расчетные формулы определения потоков тепла и влаги, становится понятным, почему при существенном уменьшении абсолютных значений градиентов с усилением ветра до 4 м/сек., отношения $\frac{\Delta T}{\Delta e}$ и $\frac{\Delta e}{\Delta T}$ по своей величине практически мало различаются по типам погоды, что обуславливает соответственно и малые изменения в *LE* и *P* на уровне деятельной поверхности хлопчатника и сорго.

Если обратиться к анализу сумм тепла за день, а также соотношений составляющих теплового баланса, то можно увидеть, что на поле с хлопчатником на турбулентный теплообмен расходуется более 50% тепла, поступающего на деятельную поверхность, в то время как затраты тепла на суммарное испарение не превышают 35—39% от R (табл. 3). На поле с сорго, образующем мощную интенсивно транспирирующую биомассу растений, 60—

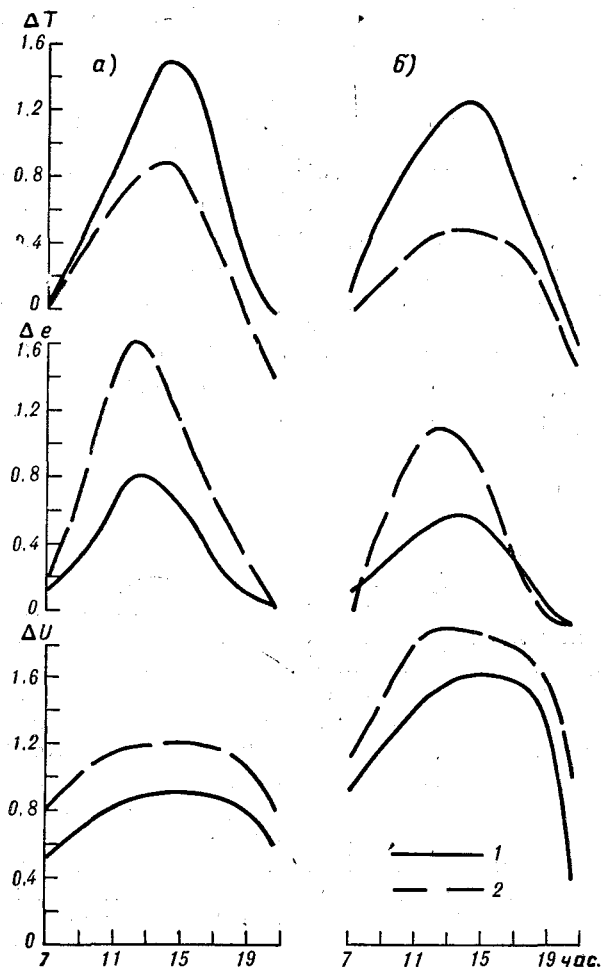


Рис. 3. Дневной ход вертикальных градиентов температуры ΔT , абсолютной влажности воздуха Δe , скорости ветра ΔU при малооблачной погоде и скорости ветра ≥ 2 м/сек. (а), и при малооблачной погоде и скорости ветра ≥ 4 м/сек. (б).

1 — хлопчатник; 2 — сорго.

70% от радиационного тепла расходуется на суммарное испарение, а турбулентный теплообмен составляет не более 21—29% от R . Поток тепла в почву в сумме за день мало различается по культурам и составляет не более 8—12% от R .

Выявленные различия в структуре теплового баланса на малых расстояниях за счет биометрических характеристик посева сравнимы с макроклиматической изменчивостью его составляющих

Таблица 3

Дневные суммы тепла (кал/см² день) и соотношение между ними (%) в посевах хлопчатника и сорго
Одесса, июль 1966 г.

Период наблюдений	R	LE	P	B	$\frac{LE}{R}$	$\frac{P}{R}$	$\frac{B}{R}$
Хлопчатник							
А	389	149	195	45	38	50	12
Б	406	151	221	34	37	55	8
В	354	121	195	38	35	54	11
Сорго							
А	410	264	99	47	64	24	11
Б	428	299	91	38	70	21	9
В	374	226	108	40	60	29	11

при переходе из лесной в степную зону на территории ЕТС [1, 4]. Значительные различия в суммарном испарении на полях с хлопчатником и сорго на первый взгляд трудно объяснить, так как запасы продуктивной влаги были недостаточными для оптимального развития обеих культур, и за период наблюдений они изменялись в слое 0—50 см на поле с хлопчатником от 46 до 25 мм, а на поле сорго от 18 до 9 мм. В этих условиях суммарное испарение определялось не столько различиями в площади листьев и биомассе, сколько биологическими особенностями самих растений, включая корневую систему. В условиях недостаточного увлажнения корневая система хлопчатника может достигать 1 м и более, но основная масса корней, определяющая водопотребление этой культуры, расположена в пахотном слое. Корневая система сорго более мощная и проникает до глубины 2—3 м. Способность сорго добывать воду из глубоких слоев почвы, недоступных для других растений, а также экономно ее расходовать — одно из свойств, объясняющих большую выносливость и высокую засухоустойчивость этой культуры, являющейся «верблюдом» среди растительного мира.

Согласно исследованиям Л. Бирюковой [3], в степной зоне турбулентный теплообмен на участках с естественной подстилающей

поверхностью (трава) является основной расходной частью теплового баланса и составляет более 50% величины R , затрата тепла на испарение равна в среднем 35—40% R и меньше. Сходные соотношения составляющих теплового баланса получаются при расчете дневных сумм тепла по суточному ходу теплового баланса естественной подстилающей поверхности для сред-

Таблица 4

Соотношения дневных сумм составляющих теплового баланса на полях хлопчатника и сорго

Период наблюдений	$\frac{R'}{R}$	$\frac{LE'}{LE}$	$\frac{P'}{P}$	$\frac{B'}{B}$
А	1,06	1,77	0,51	1,04
Б	1,05	1,97	0,41	1,01
В	1,06	1,86	0,55	1,05

Примечание. В табл. 4 и 5 данные со штрихом характеризуют поле с сорго.

них многолетних условий г. Одессы. Если обратиться к табл. 3, то можно видеть, что эти соотношения составляющих теплового баланса близки к тому, что получено для поля с хлопчатником. Повидимому, при возделывании этой культуры без полива не проявляется в полной мере возможность формирования максимальной площади листьев и биомассы растений. При индексе листовой поверхности меньше единицы влияние структуры посева на формирование фитолимата и теплового баланса проявляется слабо и в первом приближении можно считать данные по тепловому балансу хлопкового поля характерными для естественного травостоя. Эти данные могут быть использованы для косвенной оценки влияния структуры посева на перераспределение составляющих теплового баланса на поле с сорго. Из табл. 4 следует, что суммы радиационного тепла, поступающие днем на деятельную поверхность поля сорго, на 5—6% больше соответствующих сумм тепла на поле хлопчатника. На поле с сорго затрата тепла на испарение почти вдвое больше, а тепло, расходуемое на турбулентный теплообмен, в два раза меньше, чем на хлопковом поле.

Об изменении основных составляющих теплового баланса LE и P в зависимости от уровня радиационного баланса можно судить по данным рис. 4, где приводятся графики связи величин испарения и турбулентного теплообмена с радиационным балансом на полях хлопчатника и сорго. В виде точек нанесены средние часовые данные наблюдений с 10 до 17 час. за период с малооблачной погодой. Из рисунка видно, что в зависимости от индекса листовой поверхности и мощности биомассы растений наблюдают-

ся значительные различия в величинах LE и P на полях хлопчатника и сорго при мало различающихся значениях радиационного баланса. При возрастании радиационного баланса в дневном ходе от 0,1 до 0,9 кал/см² мин. турбулентный теплообмен изменяется на хлопчатнике от 0,03 до 0,46 кал/см² мин., а на сорго соответствен-

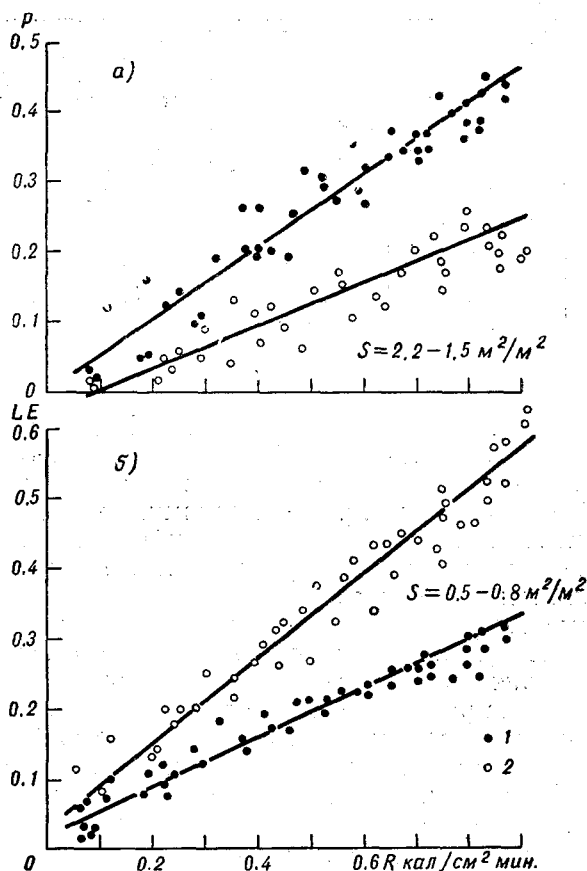


Рис. 4. Зависимость между турбулентным теплообменом (а), затратами тепла на испарение (б) и величинами радиационного баланса на поле с хлопчатником и сорго.
1 — поле хлопчатника; 2 — поле сорго.

но — от 0 до 0,24 кал/см² мин. При тех же значениях радиационного баланса суммарное испарение на поле с сорго изменяется в дневном ходе от 0,09 до 0,60 мм/час, а на хлопчатнике соответственно — от 0,05 до 0,32 мм/час.

Суммарным показателем изменчивости структуры теплового баланса в зависимости от биометрических характеристик посева

и биологических особенностей развития растений является отношение затрат тепла на испарение LE к турбулентному теплообмену P . Как следует из табл. 5, на хлопчатнике при индексе листовой поверхности $0,5\text{--}0,7 \text{ м}^2/\text{м}^2$ LE значительно меньше P . На поле с сорго при индексе листовой поверхности порядка $1,65\text{--}2,2 \text{ м}^2/\text{м}^2$ суммарное испарение с интенсивно транспирирующей биомассы растений сильно возрастает и превосходит в $2\text{--}3$ раза

Таблица 5

Изменение структуры теплового баланса в зависимости от индекса листовой поверхности

Период наблюдений	$\frac{LE}{P}$	$S \text{ м}^2/\text{м}^2$	$\frac{LE'}{P'}$	$S' \text{ м}^2/\text{м}^2$
А	0,77	0,53	2,6	2,22
Б	0,68	0,71	3,3	1,87
В	0,53	0,63	2,1	1,65

затраты тепла на турбулентный теплообмен. Индекс листовой поверхности может служить показателем возможного изменения в структуре теплового баланса на малых расстояниях под влиянием растительных сообществ. По-видимому, нельзя ожидать коренных изменений метеорологического режима и теплового баланса на сельскохозяйственных полях при индексе листовой поверхности растений менее единицы.

Выявленные изменения составляющих теплового баланса под влиянием различий в структуре посева являются физической основой формирования всех метеорологических элементов вообще и теплового режима растений в особенности. На рис. 5 в виде примера представлена мозаика термических различий надземных и подземных частей растений хлопчатника и сорго в один из ясных дней со слабым ветром. С левой стороны показаны абсолютные значения температуры листьев различной ориентации по отношению к солнцу, а также температуры корней в слое почвы $0\text{--}20$ см. С правой стороны показаны соответствующие разности температур «лист — воздух» и «корни — воздух» для 13 час.

В условиях неорошаемого земледелия при $LE < R$, как правило, листья растений, освещенных солнцем, теплее воздуха на уровне будки, при этом чем меньше LE , тем больше, при прочих равных условиях, разность температур «лист — воздух». Наибольший радиационный нагрев листьев растений наблюдается на поле хлопчатника, где листья, ориентированные перпендикулярно солнечным лучам, могут быть в отдельные дни в нижнем ярусе на 15° , а в верхнем ярусе на 12° теплее воздуха на уровне будки. На поле с сорго, где за счет более мощной биомассы LE было почти вдвое больше, чем на хлопчатнике, перегрев освещенных солнцем листь-

ев растений выражен значительно слабее. Именно, листья, ориентированные перпендикулярно к солнечным лучам, на 7—8° теплее воздуха на уровне будки. Соответственно изменяются и фитоклиматические различия в тепловом режиме разных частей растений хлопчатника и сорго. В верхнем ярусе листья хлопчатника за счет радиационного нагрева на 6°, а в нижнем ярусе на 8° теплее листьев сорго. Поверхность почвы под хлопчатником на 14° теплее почвы на поле с сорго, с удалением от поверхности почвы различия в термическом режиме обеих культур сглаживаются и на уровне будки не превышают 0,5—1°.

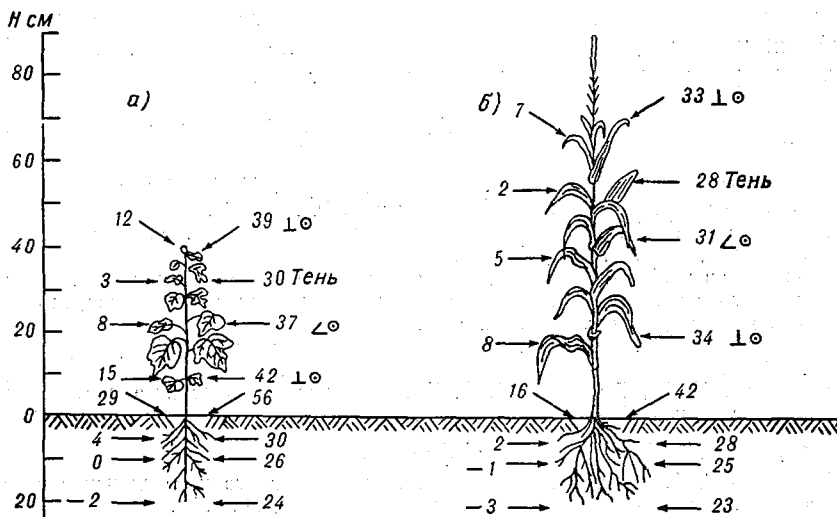


Рис. 5. Тепловой режим надземных и подземных частей растений хлопчатника при $\theta_{\text{в}}=26,5$ (а) и сорго (б) при $\theta_{\text{в}}=26$.

Из рассмотренных данных следует, что составляющие теплового баланса значительно изменяются под влиянием биологических особенностей растений и различий в структуре посева, причем наибольшей микроклиматической изменчивостью на малых расстояниях отличаются LE и P . Полученные количественные характеристики пространственной изменчивости структуры теплового баланса в зависимости от биометрических показателей посева свидетельствуют о возможностях использования их для наиболее полной и детальной оценки ресурсов климата в зависимости от свойств подстилающей поверхности, т. е. в комплексном микроклиматическом районировании ограниченных территорий. Данные по изменчивости составляющих теплового баланса за счет структуры посева могут быть использованы не только для решения различных прикладных задач в области микро- и биоклиматологии, связанных с обслуживанием сельскохозяйственного производства.

Эти данные могут быть полезны в теоретических работах для уточнения расчетных схем продуктивности фотосинтеза сельскохозяйственных растений. На пути использования материалов по тепловому балансу сельскохозяйственных полей в практике имеются трудности, связанные, с одной стороны, с несовершенством расчетных методов определения потоков тепла и влаги за короткие промежутки времени, с другой — с ограниченностью этих материалов для основных групп растений. Поэтому, параллельно с расширением экспериментальных исследований по фитоклимату и тепловому балансу растительных сообществ в зависимости от структуры посева в географическом разрезе, необходимы исследования по усовершенствованию расчетных методов определения составляющих теплового баланса за короткие промежутки времени, а также разработка специальной аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко, Межведомственный геофизический комитет и ГГО. М., 1963.
2. Ананьева Л. М. Тепловой баланс естественных травостоев лесостепи. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1967, № 1.
3. Бирюкова Л. А. Закономерности суточного хода составляющих радиационного и теплового балансов в различных климатических областях СССР. Автореферат диссерт. ГГО, Л., 1955.
4. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1956.
5. Будыко М. И., Гандин Л. С. К теории теплового режима растительного покрова, Труды ГГО, вып. 229, 1968.
6. Будыко М. И., Гандин Л. С. К теории фотосинтеза в слое растительного покрова. Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2.
7. Вериго С. А. и Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеиздат, Л., 1963.
8. Ефимова Н. А. Основные особенности метеорологического режима на полях озимой пшеницы и озимой ржи. Труды ГГО, вып. 229, 1968.
9. Жапбасбаев М. Тепловой баланс рисового поля. Труды ГГО, вып. 147, 1963.
10. Ибрагимова Э. А. О радиационном и тепловом балансе хлопкового поля. Изв. АН АзССР, сер. наук о земле, № 1, 1966.
11. Ковалева Е. Д. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противонизлучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 27, 1951.
12. Ляпина Р. С., Огнева Т. А. К методике определения теплового баланса на картофельном поле. Труды ГГО, вып. 214, 1967.
13. Лапшова Л. П. Испарение и тепловой баланс хлопкового поля Вахшской долины Таджикистана. Труды ГГО, вып. 214, 1967.
14. Мищенко З. А. О тепловом балансе и температуре растений. Труды ГГО, вып. 190, 1966.
15. Мищенко З. А. Микроклимат и тепловой баланс баклажанного поля в условиях орошения. В кн. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд. «Наука», М., 1967.
16. Мищенко З. А., Николаева З. И., Купченко Г. С. Особенности формирования фитоклимата на полях хлопчатника и сорго. Труды ГГО, вып. 248, 1969.
17. Муминов Ф. А. Тепловой баланс и метеорологический режим картофельного поля. Гидрометеиздат, Л., 1963.
18. Павлов А. В., Устенко Г. И. Тепловой баланс и радиационный режим кукурузы в посевах. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 6, 1965.

19. Росс Ю. К., Власова М. П. Биометрическая характеристика и динамика развития посева кукурузы. Сб. «Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности» Изд-во «Наука», М., 1966.
20. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеиздат, Л., 1964.
21. Сакали Л. И., Солодовников А. П. Опыт исследований теплового баланса растений кукурузы при орошении. Труды УкрНИГМИ, вып. 57, 1966.
22. Чирков Ю. И., Белухина В. Г. Микроклимат и тепловой баланс на посевах орошаемой и неорошаемой кукурузы в Молдавии. Труды ЦИП, вып. 145, 1965.
23. Федоров С. Ф. Тепловой баланс леса и поля. Труды ГГО, вып. 109, 1964.
24. Uchiyama L. On characteristics of heat balance of water Layer under paddy plant cover. Repr. from the Bull. of the Nat. Inst. of Agricult. Sc. ser. A, N 8, 1961.
25. Brown K. W., Covey W. The energybudget evaluation of the micrometeorological transferprocesses within a cornfield. "Agric. Meteorol.", 1966, v. 3, N 1—2.

ИЗМЕНЕНИЕ СУММ ТЕМПЕРАТУР ЗА БЕЗМОРОЗНЫЙ ПЕРИОД ПО ТЕРРИТОРИИ СССР

Термический режим вегетационного периода обычно характеризуется суммами средних суточных температур. Для большинства сельскохозяйственных культур период с устойчивой температурой воздуха выше 10° принят за вегетационный период, и суммами за этот период оценивается его теплообеспеченность [3], [4], [5].

Известно, однако, что вегетационный период многих сельскохозяйственных культур умеренных широт сокращается за счет весенних и осенних заморозков в континентальных областях, в районах, подверженных влиянию океанов и морей, вегетационный период может быть больше периода с температурой воздуха выше 10° на 1,5—2,0 месяца [1], [2]. Таким образом, значение сумм температур для оценки обеспеченности теплом вегетационного периода различных по континентальности климата территорий не одинаково.

И. А. Гольцберг [3] приводит схематические карты изменения сумм температур выше 10° в зависимости от весенних и осенних заморозков для территорий Северной Америки и Евразии. На картах показаны поправки, которые необходимо внести в наблюдаемую сумму температур выше 10° для получения суммы активных температур, свободных от заморозков. Для территории СССР эти поправки изменяются от 300° на западе ЕТС до -200° в Средней Азии и на юге Восточной Сибири.

Однако, кроме общей поправки к суммам температур выше 10° , интересно рассмотреть отдельно вклад весеннего и осеннего периодов, а также изучить изменение по территории СССР сумм температур за безморозный период.

В настоящей работе дана карта распределения сумм температур за безморозный период (рис. 1) и оценивается изменение весенней и осенней поправок к этим суммам за период с температурой воздуха выше 10° для СССР.

Эта карта построена по данным Справочников по климату СССР, по суммам температур выше 10° с введением соответствующих поправок на влияние весенних и осенних заморозков.

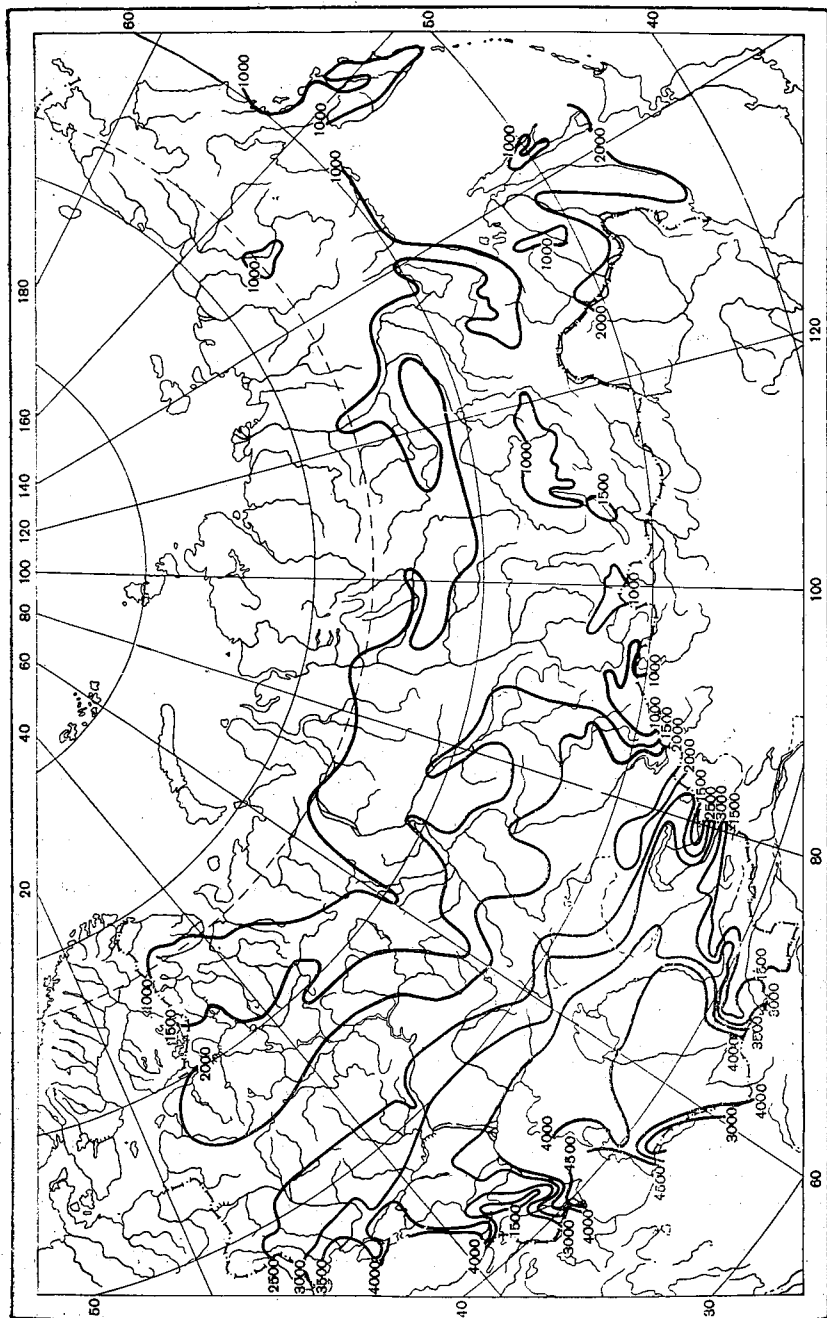


Рис. 1. Распределение сумм температур за безморозный период.

Как уже указывалось [1], разность между длительностями безморозного периода и периода с температурой выше 10° может быть как положительной, так и отрицательной, причем изменение этой разности по территории Евразии подчинено определенному закону.

На территории СССР выделяются три области, различающиеся между собой степенью опасности весенних и осенних заморозков для теплолюбивых культур.

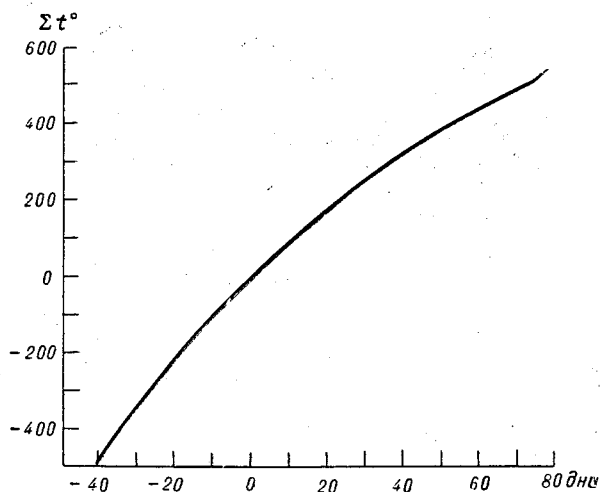


Рис. 2. Зависимость разности (дни) между средней датой заморозка и датой перехода температуры воздуха через 10° и соответствующей суммой температур.

Используя указанные выше зависимости, были выбраны 600 станций по территории СССР, расположенные в указанных выше трех областях, и подсчитаны для них суммы температур за безморозный период. Для простоты расчета графически вычислялись только добавки (как положительная, так и отрицательная) к суммам температур выше 10° , причем весенняя и осенняя поправки вычислялись отдельно, а затем алгебраически прибавлялись к имеющимся значениям сумм температур. Для этих же станций вычислялись разности между длительностями безморозного периода и периода с температурой выше 10° , а также средняя температура средних дат заморозков.

Рисунок 2 дает зависимость между средней датой весеннего или осеннего заморозка и датой перехода температуры через 10° и соответствующей этим периодам суммой активных температур воздуха.

Для удобства подсчетов сумм температур за безморозный период составлена табл. 1. В таблице на основании рис. 2 для

определенных разностей между датами перехода через 10° и датами заморозков (дни) приводится соответствующая им сумма температур.

Непосредственный подсчет сумм температур за безморозный период и вычисление этих же сумм путем алгебраического сложения сумм температур за период с температурой выше 10° с весенними и осенними добавками показывает, что второй путь легче и проще. Преимущество графического метода заключается также в возможности использования данных Справочников по климату СССР.

Таблица 1

Разности между средними датами весенних и осенних заморозков и датами наступления и окончания периода с температурой выше 10° и соответствующая им сумма температур

Разность, дни	Сумма температур, град.	Разность, дни	Сумма температур, град.
—40	—480	16	140
—36	—430	20	180
—32	—370	24	215
—28	—320	28	240
—24	—260	32	270
—20	—210	36	305
—16	—160	40	330
—12	—120	44	360
— 8	— 80	48	380
— 4	— 40	52	400
0	0	56	425
4	40	60	450
8	80	64	470
12	110	68	490

Из рис. 2, а также из табл. 1 следует, что с увеличением отрицательной разности между длительностями периодов соответствующая ей отрицательная добавка к суммам температур непропорционально возрастает, положительные суммы также увеличиваются, но медленнее. Например, разности в —40 дней соответствует сумма —480°, а при положительной разности в 40 дней разность в суммах температур равна только 330°. Это связано прежде всего с годовым ходом температуры воздуха, с суточной амплитудой температуры в разных климатических условиях. В более континентальных районах происходит резкое нарастание и падение температуры весной и осенью. В прибрежных районах или

в областях, подверженных влиянию океанов и морей, кривая годового хода более сглажена и средняя температура средних дат заморозков ниже 10° .

Положительные поправки считаются при температурах ниже 10° , отрицательные при температурах выше 10° , отсюда и получается разница в подсчетах сумм температур безморозного периода.

Суммы температур за безморозный период, по которым составлена карта (рис. 1), вычислялись при использовании данных

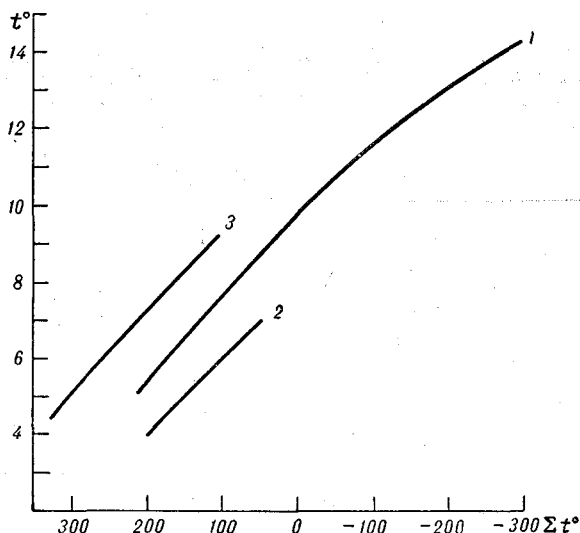


Рис. 3. Изменение весенней и осенней добавок к суммам температур выше 10° в зависимости от средней температуры средней даты первого или последнего заморозка.

1 — континентальные станции, 2 — станции, расположенные на побережьях замерзающих южных морей, 3 — станции, расположенные на побережьях незамерзающих южных морей.

Справочников по климату СССР по суммам температур за период с температурой выше 10° и длительностям данного и безморозного периодов. По рис. 2 находилась поправка к суммам температур выше 10° . Для составления карты (рис. 1) были использованы данные более 4000 станций Советского Союза.

Весенняя и осенняя добавки к суммам температур $>10^{\circ}$ изменяются по территории СССР от -200 до $+350^{\circ}$. Почти на всей территории ЕТС наблюдается равенство в суммах температур $>10^{\circ}$ и за безморозный период.

В значениях поправок видно влияние больших заболоченных территорий (Полесье, Западная Сибирь), которое проявляется

в уменьшении суммы температур в весеннее время на 150—200°. Хорошо прослеживается также влияние холмистого рельефа в районе Средне-Русской и Приволжской возвышенностей, а также Южного Предуралья.

Значения положительной добавки к суммам температур $>10^\circ$ изменяется для побережий от 100 до 300° в зависимости от уровня средней суточной температуры даты заморозка.

В связи с тем, что средняя температура средней даты весеннего заморозка ниже всего в южной части Приморского края, весенняя добавка к $\Sigma t > 10^\circ$ в этой области самая большая и составляет 300—400°.

Рисунок 3 дает зависимость весенней и осенней поправок к суммам температур $>10^\circ$ и средней температуры средней даты весеннего и осеннего заморозков. График построен по данным более 600 станций для разных районов Советского Союза.

На рис. 3 выделяются три кривые, причем кривая 1 получена для континентальных станций, а кривые 2 и 3 показывают влияние водоемов на суммы температур и средний уровень температуры весной и осенью.

Влияние южных водоемов (Каспийского, Черного, Азовского и Японского морей) по-разному проявляется в весеннее и осеннее время. Весной к сумме температур $<10^\circ$ на Черноморском побережье Кавказа, а также на побережье Японского моря добавляется 200—300°. Средняя температура средней даты весеннего заморозка в южной части Приморского края равна 5—6°, на Черноморском побережье Кавказа около 7°.

Замерзающие части южных морей (северо-восточная часть Черного моря, западная мелководная часть Азовского моря, северная часть Каспия) сохраняют весной дополнительный запас холода, поэтому средняя температура средней даты весеннего заморозка на 1,5—2° ниже, чем на незамерзающих побережьях и весенняя добавка к суммам температур для рассматриваемых территорий на 150° меньше, чем для незамерзающих водоемов, и на 50—75° меньше, чем для континентальных станций, имеющих ту же среднюю суточную температуру, но расположенных значительно севернее.

В табл. 2 даются значения рассматриваемых величин отдельно для замерзающих и незамерзающих частей южных водоемов.

Как видно из табл. 2, в весеннее время средняя температура прекращения заморозков для исследуемых побережий всегда ниже, чем осенью, поэтому и весенняя добавка к суммам температур $>10^\circ$ больше, чем осенью. Это особенно хорошо видно на примере южноприморских станций. В табл. 3 выделены отдельно две группы станций Японского моря. Это объясняется различием их теплообеспеченности весной и осенью. В первую группу (а) входят станции, которые весной ведут себя как приморские станции незамерзающих водоемов, а осенью их режим приближается к термическому режиму континентальных станций. Группа (б) включает

Таблица 2

**Влияние водоемов на среднюю суточную температуру весенних
и осенних заморозков и теплообеспеченность периодов**

Станция	Средняя суточная температура даты заморозка, град.		Добавка к сумме температур >10°, град.	
	весна	осень	весна	осень
1. Станции на замерзающих побережьях южных морей				
Черное море				
Одесса, порт	4,8	5,4	182	167
Нижне-Бердянский Маяк	4,9	4,6	155	175
Белосарайский Маяк	5,8	7,0	123	81
Азовское море				
Таганрог, порт	5,9	7,8	101	89
Каспийское море				
Укатный, о-в	3,7	7,0	138	101
Искусственный, о-в	2,4	6,7	144	116
Чистая банка, о-в	4,8	7,6	133	87
Четырехбугорный Маяк	5,7	6,4	112	105
2. Станции на незамерзающих побережьях южных морей				
Черное море				
Сочи	7,2	7,3	232	226
Адлер	7,5	7,2	222	224
Туапсе	7,6	8,5	178	110
Каспийское море				
Артема, о-в	5,1	6,1	287	221
Жилой, о-в	4,8	5,4	398	300
а) Японское море				
Валентин	5,2	6,8	315	91
Преображение	5,7	7,2	276	77
Аскольд	4,4	6,0	315	104
Большой Пелис	4,6	5,7	308	109
Чихачев	5,3	7,0	285	94
Балюзек	5,8	7,7	272	78
Тетюхе	6,0	8,8	259	37
б) Японское море				
Владивосток	4,6	5,9	259	105
Владивосток, порт	5,0	5,8	236	92
Скрыплев	4,0	5,4	295	99

Продолжение табл. 2

Станция	Средняя суточная температура даты заморозка, град.		Добавка к сумме температур $>10^\circ$, град.	
	весна	осень	весна	осень
Поворотный	3,8	5,8	279	91
Посвет	4,6	5,5	245	106
Витязь	4,8	5,9	237	103
Галюв	4,7	6,4	274	88

в себя станции южного побережья Японского моря, которые весной по термическому режиму соответствуют континентальным станциям (рис. 3, 1). Их термический режим осенью соответствует таковому для замерзающих южных водоемов в весеннее время. Весенняя добавка для обеих групп прибрежных станций Японского моря в 2—2,5 раза больше, чем осенью.

Суммы температур за безморозный период изменяются от 1000° на севере Советского Союза до 5500° на юге Средней Азии. Средний широтный градиент составляет примерно 100° на 1° широты, причем в северных районах широтный градиент несколько меньше, чем в более южных районах.

Значения сумм температур за безморозный период в отличие от сумм за период с температурой $>10^\circ$ лучше реагируют на влияние подстилающей поверхности.

Отепляющее влияние водоемов, рек, городов, а также уменьшение сумм температур безморозного периода под влиянием болот и пониженных местоположений более четко проявляется при рассмотрении сумм температур за безморозный период.

Построенная схематическая карта распределения сумм температур безморозного периода по территории показывает макроклиматические особенности изменения этой величины на ровном открытом месте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Береснева И. А. Особенности термического режима весеннего и осеннего периодов в северном полушарии. Труды ГГО, вып. 180, 1965.
2. Гольцберг И. А. Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Мировой агроклиматический справочник. Гидрометеиздат, Л., 1937.
4. Романова Е. Н. Основные закономерности географического распределения сумм температур воздуха выше 10° на земном шаре. Труды ГГО, вып. 192, 1966.
5. Селянинов Г. Т. К методике сельскохозяйственной климатографии. Труды с.-х. метеорологии, вып. XXII, 1930.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Г. Васильева, Т. А. Голубова. Приземная инверсия температуры воздуха в разных районах СССР	3
✓ Е. Н. Романова. Увлажнение почвы в пересеченной местности по сезонам	23
В. Н. Адаменко, А. В. Лепин. Возможности изменения температурно-радиационного режима в застройке северных городов	44
✓ В. Н. Адаменко. Возможности мелиорации микроклимата в холодное время года на застроенной и подлежащей застройке территории	56
Н. Г. Горышина. Теплообеспеченность почв на Северо-Западе ЕТС	73
Л. М. Крамар. Характеристика морозоопасности территории Нахимовского плодово-виноградного совхоза	82
✓ К. А. Каушила. К вопросу о территориальном распределении и годовом ходе различий минимальной температуры воздуха, обусловленных рельефом	90
И. Игнатовичене. О просыхании почвы весной после схода снега в условиях холмистого рельефа	97
П. Х. Каринг. Некоторые особенности радиационного режима многолетних трав в условиях Эстонской ССР	104
✓ Е. Н. Романова. Микроклиматическая характеристика Таймырской тундры	112
З. А. Мищенко. Пространственная изменчивость теплового баланса в связи со структурой посева	119
И. А. Береснева. Изменение суммы температур за безморозный период по территории СССР	134

Труды ГГО, вып. 264
МИКРОКЛИМАТОЛОГИЯ

Отв. редакторы *И. А. Гольцберг, Е. Н. Романова*
Редактор *З. Н. Пильникова*
Техн. редактор *Г. С. Орлова*
Корректоры *А. В. Хюркес и Т. Н. Черненко*

Сдано в набор 5/II 1970 г. Подписано к печати 4/VI 1970 г.
Бумага тип. № 1 60×90¹/₈. Бум. л. 4,625. Печ. л. 9,25.
Уч.-изд. л. 9,89. М-13443. Индекс АГ-3. Заказ 320.
Тираж 950 экз. Цена 69 коп.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, 23

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете
Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42

Приземная инверсия температуры воздуха в разных районах СССР. Васильева Л. Г. и Голубова Т. А. Труды ГГО, 1970, вып. 264, стр. 3—22.

В работе дана повторяемость инверсий в разных районах СССР в слое 0—2 м. Представлены карты распределения их в отдельные сроки в январе и июле в зависимости от погодных условий. Показан вклад радиационных инверсий и инверсий теплого воздуха в общее число инверсий. Установлена зависимость между повторяемостью дневных инверсий и высотой солнца в полдень (на материале станций ЕТС). Вычислена возможная длительность ночных инверсий с учетом состояния деятельной поверхности. Произведено районирование территории СССР по повторяемости инверсий с учетом ее величины, характера погодных условий и климатических особенностей. Произведена оценка пригодности 5—7-летнего периода для вычисления повторяемости инверсий.

Табл. 7. Илл. 8. Библ. 12.

Увлажнение почвы в пересеченной местности по сезонам. Романова Е. Н. Труды ГГО, 1970, вып. 264, стр. 23—43.

На основании учета перераспределения летних осадков в холмистом рельефе, различий в испарении со склонов разной экспозиции и крутизны и других факторов дается схема увлажнения почвы в пересеченной местности в зонах разного увлажнения для весны, лета и осени. По этой схеме можно производить детальное микроклиматическое картирование влажности почвы в сложном рельефе для весны, лета и осени непосредственно на гипсометрической основе крупного масштаба и с использованием морфометрических характеристик при среднемасштабном картировании.

В статье дан пример такого картирования.

Табл. 5. Илл. 3. Библ. 8.

Возможности изменения температурно-радиационного режима в застройке северных городов. Адаменко В. Н., Лепин А. В. Труды ГГО, 1970, вып. 264, стр. 44—55.

Дается оценка влияния изменения альбедо на изменение поглощенной радиации в условиях Заполярья и Якутии, а также на изменение радиации в ультрафиолетовой области спектра. Делается вывод, что белое покрытие из соответствующих материалов с точки зрения теплоощущения человека более эффективно не только в южной, но и в северной зоне.

Табл. 3. Илл. 5. Библ. 6.