

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ
имени А. И. ВОЕЙКОВА

06
ТВ8

ТРУДЫ

ВЫПУСК 200

ПРИКЛАДНАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук

М. В. ЗАВАРИНОЙ
и канд. геогр. наук

Л. Е. АНАПОЛЬСКОЙ

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1966

424802

В сборнике освещается широкий круг вопросов климатологии, имеющих прикладное значение. Большая часть статей посвящена строительной климатологии, результаты их могут быть использованы при проектировании различных сооружений, линий связи и электропередачи. В трех статьях даются характеристики облачности, которые могут быть полезны при оценке эффективности активных воздействий на облака с целью вызывания осадков.

Л. Е. АНАПОЛЬСКАЯ

ОТТЕПЕЛИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ДОЛГОВЕЧНОСТЬ ЗДАНИЙ

Статья посвящена вопросу исследования оттепелей, возникающих в период устойчивых морозов, когда оттепели отрицательно влияют на эксплуатационные качества зданий и сооружений, а в некоторых случаях обуславливают их быстрое разрушение. В статье приводятся сведения о повторяемости оттепелей в различных районах Советского Союза.

Практика эксплуатации зданий показывает, что долговечность ограждающих конструкций определяется морозостойкостью, влагостойкостью и биостойкостью их.

Степень морозостойкости и влагостойкости конструкций во многом определяется климатическими условиями района эксплуатации. Многочисленные натурные исследования состояния наружных стен зданий различной длительности эксплуатации показали, что в некоторых районах Союза ССР наблюдаются разрушения, вызванные резкими колебаниями температуры наружного воздуха.

Так, Крячков [1], оценивая влияние климата на строительные сооружения в Западной Сибири, установил наличие трещин в стенах и полах зданий. Такие деформации наблюдаются довольно часто и объясняются резкими различиями в температурах наружных и внутренних поверхностей стен зданий. От резких колебаний температуры воздуха в Западной Сибири наблюдается также растрескивание штукатурки наружных стен. По исследованиям Крячкова, появление трещин в стенах обычно совпадает с периодом резкого понижения температуры до -20° , -25° , через 9—10 дней после их наступления. Чем резче колебания наружной температуры, тем больше и скорее появляются трещины в штукатурке.

Весной и осенью при резких сменах температуры смоченная дождем штукатурка через несколько часов промерзает и трескается. Поэтому важно определить насколько длительны и интенсивны оттепели.

Длительные морозы во многих районах СССР прерываются оттепелями различной длительности и интенсивности. Влияние этих оттепелей на состояние ограждающих конструкций изучено еще недостаточно и необходима постановка специальных исследований. Однако совершенно очевидно, что в тех районах где они имеют значительную повторяемость должны наблюдаться разрушения стен и особенно штукатурки.

Исследование влияния оттепелей на здания и методику их учета в проектировании сооружений, по-видимому, нужно разделить на несколько этапов:

1. Исследование оттепелей в различных частях Союза ССР и выявление наиболее неблагоприятных районов, отличающихся значительным

числом оттепелей. Эти исследования должны охватить два различных типа оттепелей — оттепели в период устойчивых морозов и оттепели в переходные сезоны.

2. Проведение натурных исследований состояния ограждающих конструкций при оттепелях в различных районах СССР по единой методике с учетом архитектурных особенностей зданий и материалов стен.

3. Обобщение результатов натурных исследований по всему Советскому Союзу, оценка влияния климата на состояние конструкций и разработка рекомендаций для объектов строительства в районах, подверженных резким колебаниям температуры.

В настоящей работе проведено исследование оттепелей, возникающих в период устойчивых морозов, т. е. исследовались повторяемости и длительности оттепелей внутри зимнего периода, когда температура воздуха была ниже 0° как по минимальному термометру, так и за отдельные сроки наблюдений.

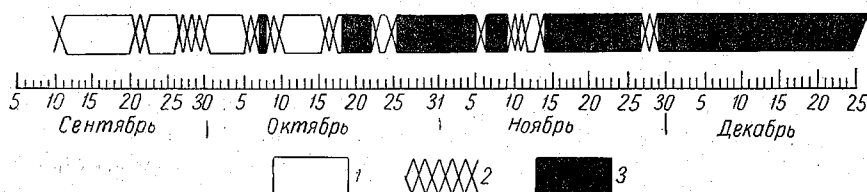


Рис. 1. График для определения дат начала и конца устойчивых морозов и непрерывной длительности оттепели.

1 — минимальная температура ниже 0° , в сроки наблюдений температура выше 0° ;
2 — в один из сроков наблюдений температура воздуха выше 0° , минимальная температура ниже 0° ; 3 — минимальная и срочная температура воздуха ниже 0° .

Исследование устойчивых морозов на территории СССР проведено В. В. Орловой [2]. По данным Орловой, устойчивые морозы на территории СССР наступают на севере и северо-востоке в первых числах октября, в средней полосе Европейской территории СССР в середине ноября и в южной части ЕТС — в половине декабря. На Дальнем Востоке, в частности во Владивостоке, устойчивые морозы наступают во второй половине ноября. Продолжительность периода с устойчивыми морозами на территории СССР изменяется от 225 дней на севере до 75 дней на широте $45-50^{\circ}$ на ЕТС и в Казахстане и 100 дней на Дальнем Востоке. В южных районах СССР устойчивые морозы бывают лишь в 50% лет, а в некоторых местах их не бывает вообще. Возникают устойчивые морозы обычно при средней суточной температуре воздуха $-4, -6^{\circ}$ в большинстве районов СССР, а в Восточной Сибири при -10° .

Исследование повторяемости оттепелей в период устойчивых морозов (в дальнейшем для краткости будем называть их просто — оттепели) проводилось по материалам Орловой, содержащим данные о длительности устойчивых морозов в течение каждой зимы, для многих пунктов СССР, за длительный ряд наблюдений. На специальных графиках для каждого дня, приводятся значения температуры воздуха по минимальному и срочному термометрам (рис. 1). С этих графиков снимаются данные о числе дней с оттепелью. За день с оттепелью принимался день, когда температура воздуха поднималась выше 0° в один из сроков наблюдений, но не ранее чем через 10 дней после начала устойчивых морозов.

В период устойчивых морозов наблюдается два вида оттепелей: 1) не полные оттепели — когда температура воздуха по минимальному термометру в этот день ниже 0° , но хотя бы в один из сроков наблюдений выше 0° , 2) полные оттепели — когда температура воздуха как по минимальному термометру, так и во все сроки наблюдений выше 0° . Так как при расчетах использовались лишь те случаи оттепели, когда положительные температуры наступали после длительного выхолаживания (не менее 10 дней устойчивых морозов), то следовательно можно считать, что стены зданий должны были промерзнуть на значительную глубину и изменение температуры до положительных значений должно вызвать оттаивание конструкции. Наступающее затем длительное похолодание опять вызовет замораживание конструкции. Многократные циклы оттаивания и замораживания отрицательно действуют на прочность конструкции. Число оттепелей, вычисленных описанным выше методом, может быть принято за число циклов замораживания и оттаивания. Полученные данные можно использовать при проектировании зданий в районах с неустойчивой зимней температурой и более правильно выбрать материалы стен, защитных покрытий и состав штукатурки.

Как указывалось выше, в настоящей работе исследовались оттепели для тех районов ЕТС, где устойчивые морозы бывают не ежегодно, и для некоторых районов Дальнего Востока, где по экспериментальным исследованиям в стенах зданий обнаружены многочисленные циклы оттаивания и замораживания. При сравнении данных по числу оттепелей следует иметь ввиду, что кроме учета абсолютного значения, следует принимать во внимание длительность периода с устойчивыми морозами и тот фон температур, на котором они происходят. Так, например, в Ленинграде (табл. 1) при длительности периода с устойчивыми морозами, равной 94 дням, в среднем бывает 5 дней с оттепелью,

Таблица 1

Станция	Средняя многолетняя температура ниже 0° в году	Длительность устойчивых морозов, дни	Среднее число дней с оттепелью (в устойчивые морозы)	Продолжительность солнечного сияния (% к возможной)		Суммарная солнечная радиация на горизонтальную поверхность, ккал/м ² час	
				январь	февраль	январь	февраль
Ленинград	—7,5	94	5,1	11	17	5	22
Таллин	—5,8	73	3,4	15	27	10	30
Рига	—4,3	66	3,0	22	28	11	35
Минск	—6,9	88	6,3	19	27	22	43
Киев	—5,9	62	3,2	16	22	30	58
Горький	—12,0	115	6,6	20	28	16	40
Москва	—9,7	108	8,9	14	26	19	43
Куйбышев	—13,8	121	4,3	27	41	29	58
Курск	—9,0	96	7,3	14	26	36	71
Волгоград	—9,6	85	4,7	52	90	35	68
Оренбург	—15,0	122	3,0	30	38	30	70
Свердловск	—15,6	130	3,0	25	37	20	52
Хабаровск	—22,7	134	1,0	78	77	55	96
Новосибирск . . .	—19,0	136	4,0	32	44	26	58
Петропавловск-Камчатский . . .	—8,7	141	9,0	40	42	31	62
Владивосток . . .	—15,0	88	3,6	69	69	72	113

в Киеве при 62 днях устойчивых морозов — 3 дня с оттепелью, а во Владивостоке при 88 днях устойчивых морозов оттепелей бывает в среднем около 4 дней. В Ленинграде зимы с устойчивыми морозами бывают практически ежегодно, в 95% лет; в Киеве зимы с устойчивыми морозами бывают в 75% лет, и в некоторые зимы морозы наблюдаются лишь в течение 5—25 дней.

На Европейской территории СССР в районах, расположенных южнее линии Ленинград—Горький—Куйбышев, в период устойчивых морозов ежегодно наблюдается 3—8 дней с оттепелью, что составляет 3—5% продолжительности устойчивых морозов. В отдельные годы наблюдается значительное увеличение числа дней с оттепелью. Так, например, за зиму 1927—1928 гг. на ЕТС число дней с оттепелью в период устойчивых морозов составляло 12—20 дней. Зимой 1946—1947 гг. в центральной и западной частях ЕТС оттепели наблюдались в течение 7—15 дней.

На Дальнем Востоке наибольшее число дней с оттепелью редко достигает 6—10 дней, а в некоторые годы оттепели отсутствуют. На Камчатке число дней с оттепелью в некоторые годы очень велико. Так, в 1949—50 гг. в Петропавловске-Камчатском отмечено 22 дня с оттепелью, в Соболево, в Ключах и Долиновке — по 14 дней, в Усть-Лесной — 22 дня, Тиличихах — 21 день.

Особый интерес представляют данные о непрерывной длительности оттепелей (табл. 2).

Таблица 2

Оттепели различной непрерывной длительности (дни)			
Станция	Дата начала и конца оттепели		
	неполной		полной
Ленинград	5—11 I	1946	9—10 I 1946
Волгоград	17—27 I	1956	26 I 1956
Минск	20—25 II	1915	22 II 1915
Горький	15—20 XI	1914	16 XI 1914
Курск	3—8 XII	1936	4—5 XII 1936
Хабаровск	27—28 II	1953	—
Владивосток	25—28 XI	1952	—
Петропавловск-Камчатский	17—24 I	1950	18—19 I 1950

Анализ материалов по непрерывной продолжительности оттепелей показал, что на ЕТС наибольшую повторяемость имеют неполные оттепели длительностью 1—2 дня подряд. Такие оттепели возможны 2—3 раза в год в Прибалтике, Белоруссии и на Украине. В более северных районах ЕТС оттепели такой длительности бывают один раз в год или реже. Полные оттепели, т. е. оттепели, при которых температура воздуха как по минимальному термометру, так и во все сроки наблюдений выше 0°, бывают на ЕТС не ежегодно, и очень редко их длительность бывает более 2—3 дней подряд.

Оттепели, имеющие непрерывную длительность до 6—7 дней наблюдаются на ЕТС один раз в 10—12 лет. В очень редкие годы оттепели длятся до 15—20 дней подряд.

На Дальнем Востоке полные оттепели в период устойчивых морозов почти отсутствуют. Неполные оттепели длительностью до 2 дней подряд бывают 1—2 раза в год. Оттепели длительностью более 3—4 дней почти отсутствуют. На Камчатке, несмотря на то, что в отдель-

ные годы наблюдается большое число дней с оттепелью, длительность их, как правило, невелика. Чаше всего здесь наблюдаются оттепели 1—2 дня подряд и лишь в некоторых случаях — 6—7 дней. Полные оттепели на Камчатке бывают 1—2 раза в 10 лет и длительность их редко превышает 1—2 дня.

Оценка изменений температуры воздуха при оттепелях очень трудоемка и поэтому в настоящей работе в качестве примера приведены данные о температуре воздуха при оттепелях лишь для небольшого числа пунктов северо-запада и запада ЕТС. Так, например, в Ленинграде при оттепели в декабре 1936 г., длившейся 23 дня подряд, в некоторые сроки наблюдений температура воздуха достигала 5—6° выше нуля.

Таблица 3

Температура (град.) воздуха в дни с оттепелью

Дата	Сроки наблюдений, часы				T _{мин}	Дата	Сроки наблюдений, часы			
	1	7	13	19			1	7	13	19
Ленинград, 1938 г.						4 XII	2,2	2,8	1,4	0,6
После 62 дней с устойчивым морозом						5 XII	1,1	2,7	1,8	0,1
27 I	0,3	-0,7	1,0	1,2	-2,3	6 XII	1,0	0,8	1,2	0,5
28 I	1,2	1,2	-0,3	-0,8	-1,1	7 XII	1,0	1,4	1,8	0,5
30 I	1,2	0,8	2,0	2,0	-1,4	8 XII	2,0	2,2	1,2	1,2
31 I	2,1	1,2	1,9	1,1	0,7	9 XII	0,7	0,8	0,0	0,0
1 II	1,2	1,4	1,6	-0,4	-0,6	10 XII	-0,8	0,2	0,8	-1,5
3 II	-1,3	0,8	1,4	2,1	-3,0					
4 II	1,6	1,0	1,5	0,1	0,1	Вильнюс, 1903 г.				
5 II	0,1	1,7	1,6	1,2	0,5	После 16 дней с устойчивым морозом				
6 II	0,8	2,0	2,2	1,6	0,6	4 I	-3,4	-1,8	1,0	-6
7 II	0,2	-0,7	0,2	1,1	-1,4	5 I	0,4	1,0	0,4	-0,6
Пярну, 1909 г.						6 I	0,6	0,8	0,6	0,0
После 14 дней с устойчивым морозом						7 I	0,8	2,0	2,2	0,0
XII	2,6	3,0	2,0	-0,8		8 I	2,7	3,8	1,8	1,7
XII	0,6	0,4	0,0	-0,2		9 I	1,6	1,4	1,2	0,4
XII	0,6	1,2	0,6	0,0		10 I	0,6	1,4	3,0	0,4
						11 I	2,4	3,4	3,0	2,0
						12 I	0,6	-3,8	-7,4	-7,4

Приведенные в табл. 3 данные об изменении температуры воздуха при оттепелях свидетельствуют о том, что после длительных морозов в этих районах возможны довольно интенсивные оттепели, учет которых необходим в проектировании зданий.

Анализ данных по температуре воздуха при оттепелях на северо-западе и западе ЕТС показывает, что чаще всего происходит повышение температуры на 2—3°, а при очень длительных оттепелях — на 5—7°. Оттепели в исследованных районах Союза ССР наступают на фоне различных средних месячных температур воздуха (табл. 1) и воздействие их на ограждающие конструкции будет весьма различно.

Переход к положительным температурам при оттепелях в западных районах СССР будет происходить на фоне более высоких температур, чем в восточных. Например, температура самого холодного месяца в Ленинграде —7,5, Таллине —5,8, Риге —4,3, Киеве —5,9, Минске —6,9, в то время как в Москве она понижается до —9,7 в Свердловске до —15,6, Хабаровске —22,7, Владивостоке —15,0.

Поэтому при проведении натурных исследований состояния конструкций при оттепелях необходимо учитывать не только значение температуры этих теплых дней, но и величину перепада температуры до оттепели и во время оттепели.

На состояние конструкции большое влияние оказывает солнечная радиация, обуславливающая значительное повышение температуры поверхности стен. После захода солнца или после того как солнце перестало освещать стену, под действием низких температур воздуха происходит деформация верхнего защитного слоя.

В качестве первых предварительных данных по оценке влияния солнечной радиации можно использовать сведения о продолжительности солнечного сияния (в % к возможной) и о суммарной солнечной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность (табл. 1).

В районах Прибалтики и северо-запада ЕТС продолжительность солнечного сияния и суммарная солнечная радиация в январе и первой половине февраля очень незначительны, и влияние их на ограждающие конструкции мало. По мере продвижения на юг Европейской территории Союза ССР, количество солнечных дней возрастает. В юго-восточной части ЕТС (Волгоград) количество солнечного сияния в январе в 4—5 раз больше, чем на северо-западе и в Прибалтике. В Западной Сибири и на Дальнем Востоке зимой, часто наблюдается ясная, солнечная погода и продолжительность солнечного сияния в январе достигает 70—80% возможной. Суммарная солнечная радиация в этих районах в 10—15 раз больше, чем на северо-западе ЕТС и в Прибалтике, и в 2—4 раза больше, чем в центральных районах и на Украине. Эти, пока еще очень качественные сравнения показывают, что многочисленные циклы замораживания и оттаивания, наблюдающиеся в стенах зданий на Дальнем Востоке обусловлены действием солнечной радиации, а не количеством оттепелей. В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Данные о длительности устойчивых морозов должны быть включены в «Строительные нормы и правила» в качестве основной характеристики зимних условий района строительства.

2. На большей части территории Союза ССР в среднем за зиму наблюдается 3—5 дней с оттепелями. В некоторые годы в период устойчивых морозов наблюдается 10—15 дней с оттепелью.

3. На Европейской территории Союза ССР при оттепелях возможны повышения температуры до 3—6°.

4. При выборе защитных покрытий стен зданий и расчетах температурных перепадов необходимо учитывать число оттепелей, их длительность и интенсивность.

5. В Сибири и особенно на Дальнем Востоке зимой на состояние конструкций значительное влияние оказывает солнечная радиация, достигающая здесь больших значений. В этих районах необходимы экспериментальные исследования влияния солнечной радиации на состояние ограждающих конструкций зданий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крячков Н. Д. Влияние климата на строительство и архитектуру Сибири. Труды Новосибирского инженерно-строительного ин-та. Новосибирск, 1951.
2. Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4 Западная Сибирь. Гидрометеиздат. Л., 1962.

ОТТЕПЕЛИ И ИХ ТИПИЗАЦИЯ

В статье на конкретных примерах рассматриваются три типа оттепелей: адвективные, радиационные и радиационно-адвективные. Приводятся данные о числе дней с оттепелью для ряда станций СССР. Рассматривается вопрос о влиянии солнечной радиации на термический режим поверхностей стен южной ориентации в холодный период.

Оттепели на территории СССР исследованы недостаточно. Одной из немногих больших работ об оттепелях на Европейской территории СССР является работа О. Н. Лебедевой [15]. Лебедева выделяла три зимних месяца — декабрь, январь, февраль и рассматривала дни с положительной температурой в один из сроков наблюдений. Ею подсчитаны число дней с оттепелями по месяцам, выделены радиационные оттепели, характеризующиеся повышением температуры воздуха в 13 час. при малой облачности под действием солнечной радиации. В работе Е. Е. Федорова и А. И. Баранова [11] типам погоды с оттепелью уделено значительное место; использован термин «радиационная оттепель» для характеристики любой оттепели в ясные дни. Распределение оттепелей на территории Украины исследовано подробно В. Н. Бабиченко [3, 4]. В работе [3] днями с оттепелью считались дни с максимальной температурой выше 0° в зимний сезон (декабрь, январь, февраль), как и в работе Лебедевой.

Существует несколько определений оттепели. В Большой Советской энциклопедии оттепель характеризуется как повышение температуры воздуха до положительных значений в устойчивый морозный период. В «Метеорологическом словаре» С. П. Хромов и Л. И. Мамонтова определяют оттепель как повышение температуры воздуха до 0° и выше зимой, на фоне установившихся отрицательных температур. Иногда ошибочно называют оттепелью резкое повышение температуры, хотя она продолжает оставаться отрицательной, например от -30° до -2° . Первое определение учитывает лишь часть оттепелей, так как устойчивый морозный период «допускает несколько дней с оттепелью (2—3 дня) не ранее, чем через 10 дней после его начала и не позже, чем за 10 дней до его конца» [16]. Недостатком второго определения является неясное указание на «фон установившихся отрицательных температур». Из-за отсутствия четко обусловленного периода, внутри которого следует выделять оттепели, ряд авторов рассматривает оттепели в районах с неустойчивой зимой в тот же «зимний сезон». В работе [3] приводятся средние многолетние данные числа дней с оттепелью для Симферополя: в декабре — 26, в январе — 23, в феврале — 22 дня, хотя средние месячные температуры соответственно $+1,7$; $-0,7$ и $0,6^{\circ}$. При исследовании оттепелей выделение единого календарного

«зимнего сезона» для разных климатических зон, приводит к грубым ошибкам. В природе нет четкой границы между основными временами года. В различных климатических зонах СССР количество сезонов и их продолжительность различны. Почти повсеместно существуют предзимье и предвесенье, характеризующиеся почти ежедневными переходами температуры через 0° . В настоящей работе днями с атмосферной оттепелью считались дни с повышением максимальной температуры воздуха до 0° и выше в период устойчивых отрицательных средних суточных температур. За начало периода принят первый день с повышением максимальной температуры выше 0° после того, как максимум оставался отрицательным 5—7 дней.

Продолжительность морозной погоды 5—7 дней соответствует естественному синоптическому периоду, выделенному Б. П. Мультиановским [9], который установил, что в течение всех сезонов обычно сохраняется определенная продолжительность синоптических периодов. В течение этого промежутка времени развивается определенным образом ориентированный процесс на большом пространстве с устойчивыми погодными условиями. Этот промежуток времени Мультиановский назвал естественным синоптическим периодом, подчеркивая этим, что он не календарный. А. Л. Кац и В. Г. Семенов [7] показали, что продолжительность большинства этих периодов (92,5%) заключается в пределах от 5 до 7 дней. Даты устойчивого перехода средних суточных температур через 0° устанавливались по методике, разработанной в работе Д. А. Педь [10].

Атмосферные оттепели, подобно заморозкам, можно разделить на три типа: 1) адвективные, 2) радиационные, 3) радиационно-адвективные (смешанные).

Рассмотрим различные типы оттепелей на конкретных примерах. Оттепели, происходившие в декабре 1959 г. в Ленинграде (рис. 1 а), были обусловлены адвекцией тепла. Адвективная оттепель с 24 по 30 декабря длилась шесть дней (три случая). Интенсивность ее невелика: максимальная температура не превышала $2,7^{\circ}$, а минимальная — в дни с оттепелью не опускалась ниже $-4,0^{\circ}$. В течение трех предшествовавших оттепели недель стояла устойчивая морозная погода с низкими температурами до $-20,7^{\circ}$ (10 декабря). Сразу же после оттепели 31 декабря температура понизилась до $-10,6^{\circ}$. В январе 1960 г. было также две адвекции тепла, после которых температура понизилась до -23° . И если интенсивность этих оттепелей невелика, то понижения температуры после них довольно значительны. За десять лет (1951—1961 гг.) в декабре месяце в Ленинграде отмечено 132 дня с оттепелью. В табл. 1 представлена повторяемость минимальной температуры в зависимости от максимальной температуры в различных пределах в дни с оттепелью. В 59% всех случаев амплитуда колебаний температуры не превышала 5° , а в 90% была не выше 10° .

Радиационная оттепель наблюдалась в марте 1959 г. в Чите. Она характеризовалась следующими температурами (рис. 1 б): в ясные дни максимум температуры достигал $7, 8^{\circ}$, а ночью она понижалась до $-15, -18^{\circ}$, с 11 на 12 марта амплитуда составила $34,4^{\circ}$ ($t_{\text{мин.}} = -28,5^{\circ}$, $t_{\text{макс.}} = 5,9^{\circ}$). В облачные дни амплитуда резко уменьшается. Так, 20—22 марта при сплошной слоисто-дождевой облачности минимум температуры не опускался ниже -5° , а максимум не превышал 4° . В табл. 1 показана связь минимума и максимума температур во время оттепелей в марте в Чите. Амплитуда колебаний более 10° наблюдалась в 88% общего числа случаев (114), более 15° — в 51% случаев, 20° — в 19% случаев.

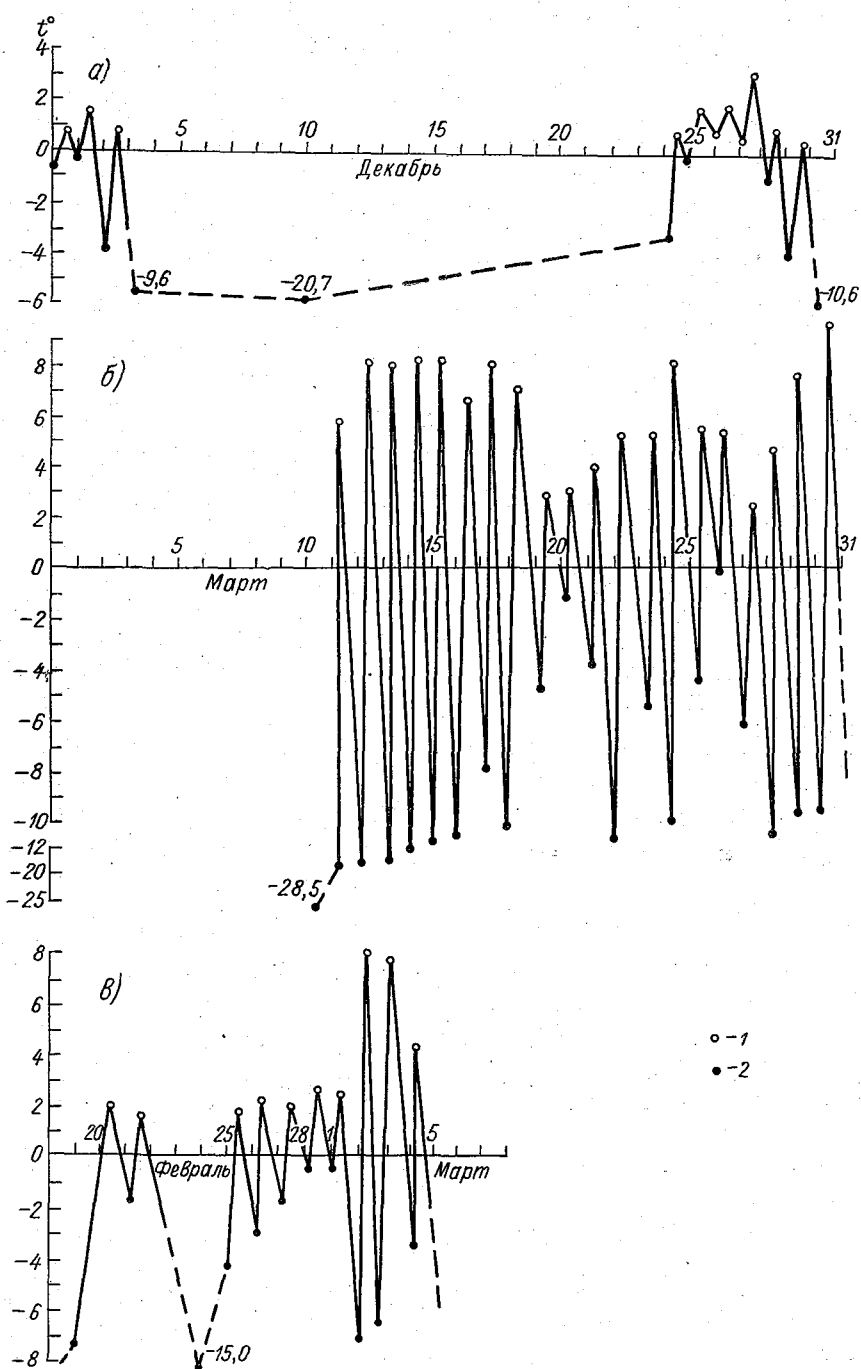


Рис. 1. Суточный ход экстремальных температур во время оттепелей в 1959 г.

а — Ленинград, б — Чита, в — Москва. 1 — максимальная температура, 2 — минимальная.

Таблица 1

Повторяемость (%) различных сочетаний минимальных
и максимальных температур в дни с оттепелью

$t_{\text{макс}}$		$t_{\text{мин}}$ (от—до)				
от	до	2,5 —0,1	0 —2,4	—2,5 —4,9	—5,0 —7,4	—7,5 —12,4

Ленинград, декабрь

5,0 2,4	2,5 0,0	18 2	13 39	2 18	4	4
		0,0 —4,9	—5,0 —9,9	—10,0 —14,9	—15,0 —19,9	—20,0 —24,9

Чита, март

14,9 9,9 4,9	100 5,0 0,0	1 5 7	2 9 10	1 15 17	9 14	10
--------------------	-------------------	-------------	--------------	---------------	---------	----

На рис. 1 в приведен суточный ход экстремальных температур за конец февраля—начало марта 1959 г. в Москве. Оттепель, начавшаяся 26 февраля, была вызвана притоком теплого воздуха, и через день амплитуда температуры составила $5,7^{\circ}$ ($t_{\text{мин.}} = -3,1$, $t_{\text{макс.}} = 2,6$), но затем установились ясные дни и амплитуда колебаний температуры резко возросла, достигнув 3 марта 15° ($t_{\text{мин.}} = -7,3^{\circ}$, $t_{\text{макс.}} = 7,7^{\circ}$). Смешанный тип оттепели осуществляется последовательно: вначале — за счет адвекции теплой массы воздуха с положительными температурами, а затем после прояснения оттепель усиливается за счет радиационного фактора. Этот тип оттепели наблюдается обычно весной в период, предшествующий устойчивому переходу средней суточной температуры через 0° .

Нами были рассмотрены десять зим (1951—1961 гг.) с целью исследования оттепелей и подсчитано для ряда станций число дней с оттепелями (табл. 2).

Таблица 2

Число дней с оттепелями по месяцам и за год

Станция	XI	XII	I	II	III	IV	Сумма за год
Ленинград	2	13	10	8	16	3	52
Москва	4	11	7	8	15	3	48
Воронеж	3	13	9	8	9	—	42
Караганда	2	2	0	3	7	6	20
Чита	1	0	0	1	11	19	32

Как видно из таблицы, с запада на восток число дней с оттепелью убывает, особенно в зимние месяцы, когда решающую роль в притоке тепла играет адвекция. В весенние же месяцы число дней с оттепелью меняется мало, а в апреле в Чите оно возрастает в шесть раз, по сравнению с Ленинградом.

Согласно принятого выше определения оттепели, интересно рассмотреть повторяемость оттепелей в Ташкенте (табл. 3). Здесь оттепели бывают не регулярно, а в отдельные зимы их вообще не бывает.

Таблица 3

Число дней с оттепелью в Ташкенте

Годы	XI	XII	I	II	III	Годы	XI	XII	I	II	III
1951-52	0	0	9	0	0	1956-57	0	5	14	18	0
1952-53	11	19	0	0	0	1957-58	0	3	2	0	0
1953-54	2	3	0	0	0	1958-59	0	0	0	0	0
1954-55	0	0	12	1	4	1959-60	0	10	1	0	0
1955-56	0	0	17	0	0	1960-61	0	1	13	0	0

Обычно после оттепели минимальная температура воздуха переходит через 0° , и период с отрицательными температурами длится две-три недели, затем может вновь следовать устойчивый переход максимальной температуры через 0° и снова можно выделять оттепели. Например, если отсутствие оттепелей в Ленинграде свидетельствует о суровости зимы, то в Ташкенте это говорит вообще об отсутствии зимы.

Оттепели неблагоприятно влияют на ряд отраслей народного хозяйства, в частности на сельское хозяйство [14]. Оттепели и следующие за ними понижения температуры отрицательно сказываются на долговечности ограждающих конструкций [1, 2, 6]. Кроме атмосферных оттепелей можно выделить радиационные оттепели объекта. Поверхность предметов, стен и крыш зданий прогревается под действием солнечной радиации до положительных температур при отрицательной температуре воздуха [5].

Ночью же температура поверхности понижается и наружный слой подвергается резким суточным колебаниям температуры с переходом через 0° , хотя атмосферной оттепели и не наблюдалось.

Для исследования подобных оттепелей весной 1965 г. были проведены натурные наблюдения над температурой поверхности стен в городах Новосибирске и Норильске. Результаты этих наблюдений показали, что температура поверхности стены может быть на $15-20^{\circ}$ выше температуры окружающего воздуха, так как на вертикальную поверхность солнечной радиации приходит в несколько раз больше, чем на горизонтальную. Например, в 13 час. температура южной кирпичной (красной) стены в городе Норильске составила $+9,9^{\circ}$ при температуре воздуха $-13,9^{\circ}$ и скорости ветра 1 м/сек.

Измерения производились с помощью микроэлектротермометра конструкции Агрофизического института. В Новосибирске проводятся актинометрические наблюдения, поэтому можно рассмотреть радиационный режим в день измерений. Расчет прямой солнечной радиации на вертикальную поверхность производится по формуле [8]

$$S_v = S \cos h_{\odot} \cos (A_{\odot} - A), \quad (1)$$

где S_v — прямая солнечная радиация, поступающая на вертикальную поверхность; S — прямая солнечная радиация, поступающая на поверхность перпендикулярную к солнечным лучам; $h_{\odot}$ — высота солнца над горизонтом, A — азимут нормали к вертикальной поверхности, $A_{\odot}$ — азимут солнца.

Для определения $A_{\odot}$ использовалась формула

$$\sin A_{\odot} = \frac{\cos \delta}{\cos h_{\odot}} \sin \tau, \quad (2)$$

где δ — склонение солнца; τ — часовой угол солнца.

В строительной физике используется формула Шкловера [13] для подсчета так называемой условной температуры наружного воздуха

$$t_{\text{усл}} = t_{\text{н}} + \frac{pJ}{\alpha_{\text{н}}}, \quad (3)$$

где $t_{\text{усл}}$ — условная температура наружного воздуха; $t_{\text{н}}$ — температура наружного воздуха; $\frac{pJ}{\alpha_{\text{н}}}$ — эквивалентная температура солнечного облучения; $\alpha_{\text{н}}$ — коэффициент теплопередачи наружной поверхности в ккал/м²·час·град., p — коэффициент поглощения солнечной радиации; J — количество суммарной солнечной радиации.

Суммарная радиация состоит из прямой солнечной радиации на вертикальную поверхность и половины рассеянной

$$J = S_{\text{в}} + \frac{1}{2} S_{\text{р}}, \quad (4)$$

где $S_{\text{р}}$ — рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность.

Интересно провести сравнение вычисленных и измеренных температур поверхности стены. В табл. 4 приведены вычисленные значения суммарной радиации и рассчитанная по формуле (3) условная температура наружного воздуха $t_{\text{усл}}$ для юго-восточной стены в Новосибирске 31 марта 1965 г.

Таблица 4

Сравнение вычисленных и измеренных температур наружной поверхности юго-восточной стены в Новосибирске 31 марта 1965 г.

	Срок наблюдения (час. мин.)			
	6 30	9 30	12 30	15 30
I ккал/м ² ·час	40	300	380	50
$\frac{pJ}{\alpha_{\text{н}}}$	2,0	15,0	19,0	2,5
$t_{\text{н}}$	—5,0	—3,5	—2,0	—0,7
$t_{\text{усл}}$	—3,0	11,5	17,0	1,8
$t_{\text{ст}}$	—1,8	10,7	15,5	7,5
$t_{\text{усл}} - t_{\text{ст}}$	—1,2	0,8	1,5	—5,7

Коэффициент теплопередачи $\alpha_{\text{н}}$ принимался по «Строительным нормам и правилам» 1963 г. равным 20 ккал/м²·час·град. Вообще он существенно зависит от скорости ветра, но в день наблюдений скорость ветра не превышала 2 м/сек. Сравнение $t_{\text{усл}}$ и $t_{\text{ст}}$ показывает, что они довольно хорошо совпадают. Исключение составляет срок 15 час. 30 мин., так как в это время облучение стены прямой солнечной радиацией прекратилось (облачность 10/10 Cu), а стена еще сохраняла запасы тепла.

Как видно из приведенного примера, термический режим южных поверхностей зданий в солнечные дни существенно отличается от температуры воздуха. В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке в начале зимы и в предвесенний период наблюдается большое число ясных дней. В это время на вертикальную поверхность приходит прямой солнечной радиации в несколько раз больше, чем на горизонтальную.

Наружный слой ограждающих конструкций под действием солнечной радиации подвержен ежедневным температурным колебаниям с переходом через 0°. Причем число дней с радиационной оттепелью поверхности объекта для вышеуказанных районов превышает число дней с атмосферной оттепелью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Основные принципы климатического районирования для строительства. Труды ГГО, вып. 149, 1963.
2. Аронин Дж. Э. Климат и архитектура. Госстройиздат, М., 1959.
3. Бабиченко В. Н. Распределение оттепелей на территории Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 33, 1962.
4. Бабиченко В. Н. Температурный режим при оттепелях на Украине. Труды УкрНИГМИ, вып. 38, 1963.
5. Воейков А. И. Условия оттепелей при наличии снежного покрова. Метеорологический вестник, № 2, 1908.
6. Ильинский В. М. Проектирование ограждающих конструкций зданий с учетом физико-климатических воздействий. Госстройиздат, М., 1955.
7. Кац А. Л., Семенов В. Г. О продолжительности естественных синоптических периодов за 1938—1948 гг. Метеорология и гидрология № 3, 1950.
8. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеиздат, Л., 1954.
9. Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Часть I. Изд. ЦУЕГМС, М., 1933.
10. Педь Д. А. Об определении дат устойчивого перехода температуры воздуха через определенные значения. Метеорология и гидрология № 10, 1951.
11. Федоров Е. Е., Бараңов А. И. Климат равнины ЕТ СССР в погодах. Труды АН СССР, XLIV, 1949.
12. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Гидрометеиздат, Л., 1963.
13. Шкловер А. И. Теплотехнический расчет наружных ограждений в южных районах. «Строительная промышленность», № 3, 1951.
14. Шульгин А. М. Агрометеорологическое обоснование мер по обеспечению перезимовки озимых культур. Сельхозиздат, М., 1963.
15. Лебедева О. Н. Происхождение и характер оттепелей в Европейской части СССР. Труды ГГО, вып. 16 (4), 1938.
16. Орлова В. В. Устойчивые морозы в СССР. Труды ГГО, вып. 85, 1958.

М. В. ЗАВАРИНА, Ц. А. ШВЕР

РЕЗУЛЬТАТЫ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРАБОТОК ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ГОЛОЛЕДНОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ ТЕРРИТОРИИ СССР

В статье рассматриваются вопросы, связанные с районированием территории СССР по толщине нормативной стенки гололеда, для определения гололедных нагрузок на провода линий связи и электропередачи. Указывается на необходимость дальнейшего уточнения гололедного районирования территории СССР.

Специальные наблюдения метеорологических станций Гидрометслужбы СССР над гололедно-изморозевыми отложениями используются для расчета гололедных и гололедно-ветровых нагрузок на провода и опоры линий связи и электропередачи. В настоящее время эти данные нужны также для расчета гололедных нагрузок на высотные сооружения. При проектировании требуется знать максимальные величины отложений гололеда. Такие показатели можно получить путем выборки из имеющихся рядов наблюдений. Так и делалось в течение ряда лет при расчете гололедных нагрузок на провода, причем выбирались максимальные отложения гололеда за имеющийся ряд наблюдений на каждой метеорологической станции [7, 9].

Однако для практических расчетов наиболее целесообразно и эффективно использовать данные о величине отложений, наблюдавшихся с заданной вероятностью (один раз в определенное число лет, например, в 5 или 10 лет). На это указывалось и раньше О. А. Дроздовым, Ю. Н. Андреевым и нашло отражение в работах, выполненных в ГГО.

Очевидно, что для получения более надежных вероятностных характеристик гололедно-изморозевых отложений в различных районах, причем таких, которые были бы сравнимы между собою, необходимо использовать статистические законы распределения вероятностей. Это значит, что следует подобрать функцию, достаточно хорошо аппроксимирующую распределение вероятностей различных значений данного элемента и для получения значений нужной вероятности применить метод экстраполяции.

Необходимо указать еще на один важный момент в вопросе практического использования гололедных наблюдений — на подбор показателя, который бы наилучшим образом удовлетворял требования проектировщиков. Этот показатель должен быть положен в основу расчета интегральных вероятностей (обеспеченностей).

Большое значение при определении гололедной нагрузки на провода имеет вес гололедного отложения на единицу длины провода. Однако на гидрометеорологических станциях не всегда имеются дан-

ные о весе гололедно-изморозевых отложений, но всегда измеряют толщину отложений. Зная толщину стенки гололеда b и его удельный вес γ , легко определить вес отложения p на проводе, длина которого равна l .

Если отложение имеет вид кругового цилиндра, то его вес определяется по формуле

$$p = \pi \cdot \gamma b (d + b) l, \quad (1)$$

где d — диаметр провода в сантиметрах.

Положив $\gamma = 0,9$ г/см³ и рассчитывая вес отложения гололеда на один метр провода, получим

$$p = 283b (d + b). \quad (2)$$

Решая уравнение (1) относительно b , получим:

$$b = -\frac{d}{2} + \sqrt{\frac{p}{\pi \gamma l} + \frac{d^2}{4}} \quad (3)$$

или

$$b = \sqrt{\frac{p}{283} + \frac{d^2}{4}} - \frac{d}{2}.$$

Однако отложения гололеда и изморози редко имеют симметричную форму, поэтому обычно измеряют большой и малый диаметр отложения. Допустив, что отложение имеет форму эллиптического цилиндра с большим диаметром эллипса a и малым диаметром c , вес отложения можно определить по формуле

$$p = \pi \gamma' \left(\frac{ac}{4} - \frac{d^2}{4} \right) l. \quad (4)$$

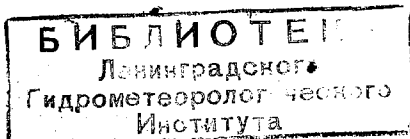
Подставив (4) в (3), получим формулу для определения толщины стенки гололеда через диаметры отложения

$$b = \frac{\sqrt{(ac - d^2) \left(\frac{\gamma'}{\gamma} \right) + d^2} - d}{2}, \quad (5)$$

где $\gamma = 0,9$, а γ' — удельный вес наблюдавшегося осадка.

Такой метод расчета стенки гололедного отложения был предложен в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в 1947 г. и широко использован в работах Всесоюзного научно-исследовательского института электроэнергетики [3, 4]. Расчеты по формуле (5) были значительно упрощены сотрудниками ВНИИЭ путем построения специальных номограмм. Для гололедного районирования территории СССР было введено понятие нормативной толщины гололедного отложения. Эта толщина стенки гололеда b , рассчитанная по формуле (5) и приведенная к высоте подвеса провода 10—12 м над поверхностью земли и к толщине провода 10 мм.

Для того чтобы произвести пересчеты результатов инструментальных наблюдений, проводившихся на метеорологических станциях, на нормативную стенку отложения потребовалось сделать некоторые допущения и воспользоваться соотношениями, полученными на основании ряда наблюдений отдельных станций. Так, например, для расчета по указанной формуле в ряде случаев необходимо знать наиболее часто наблюдаемое соотношение между большим и малым диаметрами отложений, или среднее его значение, если оно достаточно устойчиво, так



как на некоторых станциях измерялся только большой диаметр отложения.

На основании исследований В. В. Бургсдорфа [2, 3], Н. С. Муретова [7], А. В. Рудневой [9] и других авторов было принято $c=0,6$ а для гололеда и $c=0,75$ а для изморози и смеси.

Поскольку на метеорологических станциях наблюдения над гололедом проводятся с помощью специальных станков, имеющих провода диаметром 5 мм, подвешенные на высоте 2 м над поверхностью земли, то для получения толщины нормативной стенки гололеда необходимо в формулу (5) ввести соответствующие поправки на диаметр провода и высоту подвеса. Общий переводной коэффициент для перехода к толщине стенки на проводе диаметром 10 мм и к высоте подвеса 10 м был принят равным 1,5. Также эмпирически были определены средние значения γ' для гололеда, изморози (зернистой и кристаллической) и смеси [4, 9]. Расчетные формулы для нормативной толщины стенок отложений на проводах по величинам большого и малого диаметра любого гололедно-изморозевого отложения приняли следующий вид:

для гололеда

$$b = \sqrt{0,47ac + 2,39} - 3,75, \quad \gamma' = 0,75,$$

для смеси и мокрого снега

$$b = \sqrt{0,125ac + 10,9} - 3,75, \quad \gamma' = 0,2;$$

для зернистой изморози

$$b = \sqrt{0,0625ac + 12,5} - 3,75, \quad \gamma' = 0,1;$$

для кристаллической изморози

$$b = \sqrt{0,0313ac + 13,3} - 3,75, \quad \gamma' = 0,05.$$

Для того чтобы определить значения b заданной вероятности, необходимо рассчитать интегральную вероятность стенок различной толщины и построить кривые распределения вероятностей.

Распределение вероятностей чаще всего описывают какой-то экспоненциальной функцией. Логарифмируя последнюю, получают линейную связь между аргументом и его интегральной вероятностью. Когда связь между двумя величинами изображается в виде прямой линии, то эту прямую легко проэкстраполировать до нужных значений.

Для расчета гололедных нагрузок на провода и опоры линий связи и электропередачи требуется знать величину нормативной толщины стенки гололедно-изморозевых отложений, наблюдаемых один раз в 5 и 10 лет, а для высоковольтных линий электропередач — реже чем один раз в 10 лет.

Значения этих вероятностей определяются по формуле

$$F(b) = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%, \text{ или } F(b) = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\%, \quad (6)$$

где n — число членов ряда (число наблюдений), m — порядковый номер членов, расположенных в возрастающем или убывающем порядке.

Значения интегральной вероятности (обеспеченности) заданных значений по формулам (6) могут быть определены по всей совокупности наблюдений или по выборочным значениям, например, по максимальным отложениям, наблюдаемым раз в год или несколько раз в год.

Фишер и Типпетт [12, 15] показали, что независимо от распределения величин полного ряда наблюдений (полной совокупности незави-

симого переменного) распределение максимальных значений той или иной величины может быть выражено функциями:

$$\text{тип I } F(x) = e^{-e^{-x}};$$

$$\text{тип II } F(x) = e^{-x^{-\gamma}};$$

$$\text{тип III } F(x) = e^{-(x)^{\gamma}}; \quad (7)$$

причем тип II распределения вероятностей получен для случая, когда имеется нижняя граница распределения, равная нулю, а верхняя граница неизвестна. Поскольку нормативная толщина стенки гололеда b не может иметь отрицательных значений, нижний предел ее равен нулю, а верхний неизвестен (любая наблюдаемая величина гололедного отложения может быть превзойдена при увеличении периода наблюдений), то распределение вероятностей нормативных стенок гололеда наиболее хорошо может быть аппроксимировано с помощью функции

$$F(b) = e^{-\left(\frac{b}{\beta}\right)^{-\gamma}}, \quad (8)$$

т. е. с помощью этой кривой наиболее надежно можно определить верхнюю границу значений заданной вероятности.

В уравнении (8) $b > 0$, а β равно толщине нормативной стенки отложения, обеспеченность которой

$$F(b) = 0,368.$$

Прологарифмировав уравнение (8) дважды, получим уравнение прямой

$$\lg \lg \left[\frac{1}{F(b)} \right] = \gamma (\lg b - \lg \beta),$$

где γ — тангенс наклона этой прямой.

Для «Строительных норм и правил» рассчитаны величины нормативных стенок гололедно-изморозевых отложений, наблюдаемых раз в 5 и 10 лет с использованием вышеуказанной экстраполяционной формулы, по которой была построена соответствующая номограмма, аналогичная номограмме, рекомендуемой Томом [14] для расчета максимальных скоростей ветра заданной вероятности. Точки, нанесенные на эту номограмму в координатах $\lg \lg \left[\frac{1}{F(b)} \right]$ и $\lg b$, укладываются на прямую линию, с помощью которой можно определить значения b заданной обеспеченности $F(b)$.

ВНИИЭ и ГГО выполнено климатическое районирование территории СССР по нормативной толщине стенки гололеда, причем выделено пять основных районов (табл. 1).

Первый вариант гололедного районирования был опубликован в «Правилах устройства электроустановок» [8]. После публикации карты такого районирования

Таблица 1

Район	Нормативная толщина стенки гололеда (мм), с певторяемостью один раз в	
	5 лет	10 лет
I	3	5
II	5	10
III	10	15
IV	15	20
Особый	≥ 20	≥ 25

от проектных организаций поступили сигналы о том, что в ряде районов расчетные нормативные нагрузки оказались завышенными, а в горных районах, в частности в Закавказье — заниженными.

Поэтому в ГГО в течение 1964 г. проводилась проверка некоторых допущений, которые были сделаны при разработке метода расчета толщины нормативных стенок гололеда, а в ВНИИЭ проведены региональные разработки для некоторых районов СССР. Выполненные работы позволили уточнить карту гололедного районирования территории СССР и указания по определению гололедных нагрузок. Рассмотрим результаты проверки некоторых допущений.

Первое из этих допущений связано с тем, что при определении малого диаметра отложения s по большому a было принято, как указывалось выше, $s=0,6a$ при гололеде и $s=0,75a$ при изморози. Можно предположить, что эти соотношения будут изменяться в зависимости от физико-географических районов и от метеорологических условий, которыми сопровождается образование гололеда. Поэтому было целесообразно их рассчитать по данным станций, расположенных в различных географических районах. Нами было подсчитано среднее отношение s/a и определены наиболее часто наблюдающиеся значения этого отноше-

Таблица 2

Средние значения отношений малого диаметра s отложения к большому a

Станция	Гололед	Число наблюдений	Изморозь	Число наблюдений	Смесь	Число наблюдений
Александров	0,85	154	0,82	262	0,77	49
Артемовск	0,87	58	0,74	83	—	—
Амвросиевка	0,88	83	0,73	120	—	—
Балаклея	0,93	61	0,70	77	—	—
Беловодск	0,89	81	0,82	33	—	—
Богодухов	0,93	58	0,93	99	—	—
Гёк-Гёль	0,47	7	0,50	69	—	—
Гомель	0,83	188	0,62	122	0,65	14
Гродно	0,85	168	0,81	177	0,58	20
Готня	0,73	133	0,72	214	—	—
Гуляй-Поле	0,90	73	0,86	50	—	—
Зимовники	0,81	130	0,71	102	—	—
Кирилловка	0,62	196	0,68	170	—	—
Красный Лиман	0,89	54	0,83	60	—	—
Красноармейское	0,83	56	0,74	89	—	—
Купянск	0,87	13	0,80	44	—	—
Курск	0,77	118	0,79	185	0,73	59
Куба	0,82	156	0,82	43	0,77	34
Конахкенд	0,72	59	0,50	192	—	—
Лозовая	0,77	207	0,74	218	—	—
Лерик	0,65	59	0,60	37	—	—
Лачин	0,62	34	0,58	32	—	—
Маразы	0,65	61	0,57	69	—	—
Майкоп	0,87	73	0,85	161	0,67	58
Муром	0,80	74	0,68	206	—	—
Мурманск	0,82	10	0,70	229	0,50	5
Нуха	0,89	57	0,86	15	—	—
Назьеавская	0,79	34	0,76	270	0,86	3
Оренбург	0,92	175	0,84	451	0,77	22
Орджоникидзевская	0,80	105	0,69	111	0,56	29
Пудож	0,93	80	0,84	257	—	—
Ряжск	0,87	105	0,79	218	—	—
Целиноград	0,86	36	0,79	164	0,79	6
Шемаха	0,74	32	0,57	45	—	—

ния по наблюдениям 34 станций, в том числе для 7 пунктов, расположенных в горных районах Азербайджанской ССР. Средние значения отношений приводятся в табл. 2, а повторяемость различных отношений — в табл. 3.

Таблица 3

Повторяемость (%) различных отношений $\frac{c}{a}$

Станция	Отношение $\frac{c}{a}$								
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Гололед									
Гомель	—	—	—	1	2	2	14	2	79
Зимовники	—	—	—	2	4	10	30	36	18
Ряжск	—	—	—	—	—	3	39	19	39
Целиноград	—	—	3	3	3	14	6	8	63
Курск	—	1	3	2	1	8	35	21	29
Назыевская	—	6	6	—	3	3	42	11	29
Оренбург	—	—	—	1	1	4	19	9	66
Муром	8	1	—	—	3	8	22	17	41
Мурманск	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Амвросиевка	—	—	—	—	7	7	23	25	38
Майкоп	—	—	1	—	1	4	30	22	42
Изморозь									
Гомель	1	1	3	5	18	23	27	12	10
Зимовники	—	—	4	7	16	16	30	23	4
Ряжск	—	—	2	4	12	17	25	26	14
Целиноград	—	—	1	4	5	11	28	21	30
Курск	—	3	1	4	8	8	36	24	16
Назыевская	—	3	4	2	13	15	29	16	18
Оренбург	—	—	1	1	3	6	22	21	46
Муром	2	1	2	2	6	16	25	21	23
Мурманск	—	—	5	10	18	20	28	11	8
Амвросиевка	4	4	6	8	12	12	23	14	17
Майкоп	—	—	—	—	3	9	31	36	21
Смесь									
Гомель	—	7	—	15	21	21	36	—	—
Зимовники	—	—	—	30	14	14	14	14	14
Ряжск	—	—	—	8	—	—	15	69	8
Целиноград	—	—	—	—	—	17	17	49	17
Курск	2	—	5	8	5	8	39	23	10
Оренбург	—	—	4	—	4	12	48	16	16
Амвросиевка	9	—	4	9	17	13	13	31	4
Майкоп	—	2	2	12	12	19	24	19	10

Средняя величина отношения диаметров ближе к единице при гололедных отложениях, чем при изморозевых и смешанных отложениях. Повторяемость отношений $(c/a) \leq 0,6$ составляет для гололедных отложений всего 15% и менее, а для смеси и особенно при изморозевых отложениях — значительно больше 25%.

Таким образом, более правильную форму (ближе к форме кругового цилиндра) имеют гололедные отложения, а изморозевые и смешанные отложения чаще имеют неправильную форму, причем отношение диаметров колеблется в широких пределах. Это наглядно можно

видеть по графикам рис. 1. Поэтому расчет нормативной толщины стенки гололеда следует производить по обоим диаметрам, а не по одному. Начиная с 1950 г. значения обоих диаметров отложения гололеда должны приводиться в таблицах гололедных наблюдений ТМ-5.

В фундаментальных исследованиях по гололеду, выполненных В. В. Бургсдорфом [3], Н. С. Муретовым [7], А. В. Рудневой [9],

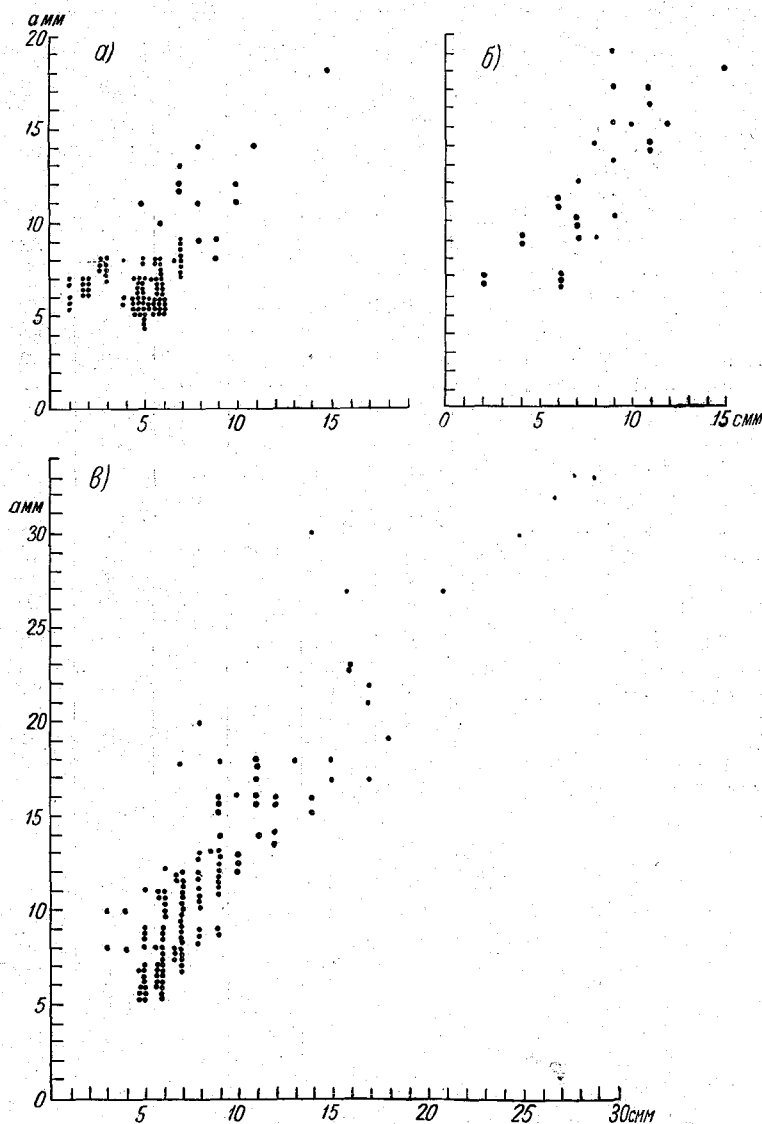


Рис. 1. Связь большого a и малого c диаметров отложения, ст. Лозовая.

a — гололед, $б$ — смесь, $в$ — изморозь.

В. Е. Бучинским [5], А. Н. Раевским [10] и другими авторами, много уделялось внимания изменению интенсивности и величины гололедных отложений в зависимости от рельефа, высоты станции над уровнем моря и от высоты подвеса провода над поверхностью земли.

Благодаря этим исследованиям удалось разработать рекомендации

по определению гололедных нагрузок в пересеченной местности и получить коэффициенты для перехода от толщины стенки гололеда, измеренной на метеорологической станции, к толщине стенки гололеда на проводе с диаметром 10 мм и высотой подвеса 10 м [4]. Однако принятые коэффициенты пересчета нуждаются в дальнейшем уточнении, так как они получены эмпирически по наблюдениям только двух станций (Ново-Пятигорск и Дебальцево). Для этой цели необходима постановка специальных исследований.

Несмотря на проведенные исследования, недостаточно изучена зависимость интенсивности гололеда от рельефа местности. Этот вопрос является довольно сложным, и для решения его необходимо рассматривать зависимость интенсивности гололедно-изморозевых явлений от рельефа места с учетом синоптических условий, преобладающего направления воздушного потока, обуславливающего образование гололедно-изморозевых отложений. В различных географических районах эти условия будут различными и определить их можно только в результате тщательных региональных исследований.

Точно так же, хотя и утверждается, что процесс образования гололеда зависит от высоты места, однако и эта зависимость складывается под влиянием ряда факторов, связанных с особенностями термического режима пограничного слоя атмосферы, влагосодержанием воздушных масс, вероятностью туманов и низкой облачности на разных высотах, особенностями изменения скорости ветра с высотой и некоторых других. Все эти факторы могут проявляться по-разному в различных климатических и физико-географических районах на холмах, горах (оголенных или покрытых лесом) и т. д.

Зависимость интенсивности образования гололеда от высоты подвеса провода или высоты отдельных деталей сооружения удалось установить и проверить на материале наблюдений до высоты подвеса 23—25 м над поверхностью земли. Выше 100 м гололедные нагрузки рассчитываются весьма приближенно. Только за последние годы начинается организация наблюдений на вышках и телевизионных мачтах, имеющих высоту более 100 м, которые позволят с большой точностью оценить величину гололедных нагрузок на высотах.

В настоящее время нормативная толщина стенки гололеда на разных высотах рассчитывается по формуле, полученной в ГГО И. И. Соломатиной.

$$D = \frac{v}{v_0} D_0 + d \left(\frac{v}{v_0} - 1 \right) + 0,08 \frac{h}{h_0} (D_0 - 2,15d), \quad (9)$$

где D_0 — отложения гололеда на высоте 2 м в миллиметрах, v — скорость ветра на высоте h , d — диаметр провода, $h_0 = 2$ м, v_0 — скорость ветра на высоте 2 м.

Эта формула проверялась по наблюдениям в Брянске, Ново-Пятигорске и Дебальцево до высот 25 м [4, 9]. При этом не без основания считалось возможным применение формулы (9) до высоты 100 м, однако, совершенно очевидно, что по этой формуле нельзя проводить расчет интенсивности обледенения проводов, расположенных выше 100 м, так как при расчете гололедных отложений на этих высотах необходимо принимать во внимание очень важный фактор, влияющий на интенсивность гололедных отложений — наличие облаков нижнего яруса, влагосодержание которых значительно больше, чем в приземном слое атмосферы. Первые данные наблюдений над гололедом до высоты 300 м, полученные в Обнинске в течение 4 месяцев 1964 г., показали насколько результаты расчетов по формуле (9) отличаются

от действительно наблюдавшихся гололедно-изморозевых отложений. Так, на высоте 301 м наблюдалось отложение гололеда с толщиной стенки, равной 41 мм, а на высоте 217 м — 34 мм. В то время как при расчетах по формуле (9) в этом районе для высот 200 и 300 м значения нормативной толщины стенки, наблюдаемой раз в 5 лет, получаются равными соответственно 20 и 25 мм.

Анализ обобщенных материалов по повторяемости высот облаков нижнего яруса на территории СССР и по вероятности зон возможного обледенения самолетов в нижнем слое атмосферы (500 м) показал, что данный метод экстраполяции гололедных отложений по формуле (9) можно считать допустимым лишь для первого района гололедности на Азиатской территории СССР. Этот район охватывает с запада на восток территорию от 65 до 135° в. д. и с юга на север — от 55 до 70° с. ш., за исключением горных районов, т. е. большую часть Западно-Сибирской низменности и Восточно-Сибирского плоскогорья. Здесь облака нижнего яруса при отрицательной температуре в них в нижнем слое 500 м встречаются очень редко. Повторяемость их на всей рассматриваемой территории за холодный период равна 1—2%. Исключение представляет район Иркутска, где она достигает 10%. Возможно, что для этого района гололедные отложения, рассчитанные по формуле (9) будут несколько занижены. Повторяемость высот облаков ниже 200 м в этом районе в холодный период не превышает 5%. Изредка наблюдающиеся слоистые облака, по-видимому, чаще всего возникают как приподнятый туман. Как слоистые, так и слоисто-кучевые облака над Западной частью Сибири и во всей зоне сибирского максимума имеют водность ниже, чем в других районах СССР. Так, по данным В. Е. Минервина [6], в районе Красноярска, Омска, Новосибирска водность облаков в холодное время года в два-три раза меньше, чем на Европейской территории Союза. Например, в январе средняя водность S_c в Красноярске равна 0,08 г/м³, а в Киеве — 0,23 г/м³.

На основании анализа результатов наблюдений в Обнинске рекомендуется в первом районе гололедности на Азиатской территории СССР нормативную толщину стенки для сооружений высотой более 100 м считать по формуле (9). В остальных районах нормативную толщину стенки вероятностью раз в 5 лет считать на высоте 200 м равной 35 мм, на высоте 300 м — 45 мм и на высоте 400 м — 60 мм. Эти рекомендации также нуждаются в дальнейшем уточнении.

При выполнении данной работы сопоставлены результаты расчетов нормативной толщины стенок гололеда заданной обеспеченности, проведенные различными способами.

Для построения карты районирования территории СССР расчет обеспеченностей различных стенок гололеда производился по максимальным отложениям гололеда, наблюдавшимися раз в год (по годовым максимумам). При этих расчетах использовалось небольшое число лет наблюдений (по некоторым станциям период наблюдений составлял 10—12 лет), и спрямление кривых распределения проводилось по небольшому числу точек. Поскольку за последние годы разработаны и особенно широко применяются в гидрологических расчетах другие экстраполяционные формулы, то целесообразно попытаться использовать их в данных разработках с целью улучшения аппроксимации кривых распределения вероятностей. Кроме того, были выполнены расчеты обеспеченностей с использованием одной и той же экстраполяционной функции, но построенной по различной выборке наблюдений, т. е. спрямление кривых производилось по различной совокупности точек. В этом случае использовались материалы наблюдений станций, имею-

щих наиболее длинные ряды наблюдений над гололедом. Расчеты обеспеченностей производились по всей совокупности наблюденных гололедно-изморозевых отложений, по трем максимальным отложениям, наблюдавшимся раз в году и по годовым максимумам (одноразовым). После вычисления нормативной толщины стенок гололеда b и расположения их в убывающем порядке определялась обеспеченность каждого члена ряда по специальным таблицам, рассчитанным по второй по формуле (6). На номограмму Тома наносились значения дополнений обеспеченности до 100% и соответствующие им значения b . По точкам строилась экстраполяционная прямая.

При определении величины b заданной обеспеченности по экстраполяционной прямой, построенной по ежегодным максимумам, использовались фиксированные величины обеспеченности: один раз в 5 лет — 20%, один раз в 10 лет — 10%, один раз в 15 лет — 6,5%.

При увеличении объема выборки (три максимальных величины в году или общая совокупность) учитывался вес каждой точки и вычисление проводилось по методике, предложенной Г. А. Алексеевым [1].

Для кривых, построенных по общей совокупности и по трем максимальным величинам в году производился пересчет по формулам:

$$F_5 = \frac{k_{5\%} n \cdot 100}{N},$$

$$F_{10} = \frac{k_{10\%} n \cdot 100}{N},$$

$$F_{15} = \frac{k_{15\%} n \cdot 100}{N},$$

где n — число лет наблюдений, N — число наблюдений, выбранных из n , $k_{5\%}$, $k_{10\%}$, $k_{15\%}$ — коэффициенты, соответственно равные 0,20, 0,10 и 0,06.

Величины нормативной толщины стенок гололеда, вычисленные по общей совокупности, по ежегодным максимумам и по трем максимумам в году приводятся в табл. 4. Следует заметить, что при выборе трех максимумов в году увеличивается статистическая обеспеченность кривой, так как она строится по большему числу точек, чем по ежегодным максимумам. Если при этом период наблюдений на всех станциях примерно одинаков (14—18 лет), то кривая строится как и в первом случае по одинаковому числу точек и вес каждой точки сохраняется постоянным. Общая же совокупность наблюдений при этом может изменяться примерно от 50 случаев до 250, и каждый раз заново следует рассчитывать вес точек, что вносит в расчет определенные неудобства.

Анализ показал, что экстраполяционная кривая, нанесенная на номограмму Тома, достаточно хорошо спрямляется в ее средней части.

Малые значения нормативных стенок b (до 1 мм) в ряде случаев образуют группу точек, не укладывающуюся на прямую линию. Верхний край кривой также иногда плохо спрямляется, особенно в тех случаях, когда кривая строится по ежегодным максимумам. По-видимому, имеется определенное различие в гололедообразующих процессах, обуславливающих большие и малые величины отложений гололеда. Последнее приводит к разным типам кривых распределения величин нормативной толщины стенок и требует подбора разных номограмм. Так, для спрямления кривых обеспеченностей с нормативной толщиной стенки отложения более 2 мм вполне пригодна номограмма Тома. Для расчета обеспеченностей по всей совокупности точек, включая значения b

Таблица 4

Нормативная толщина стенки гололеда различной вероятности по ежегодным максимумам (1), по трем максимумам в году (2) и по общей совокупности всех наблюдений (3)

Станция	Район	Вероятность один раз в								
		15 лет			10 лет			5 лет		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
Алатырь	I	5,5	6,0	6,0	5,0	5,1	5,0	4,3	4,2	4,1
Александров	II	11,5	12,0	11,5	10,0	9,5	10,0	6,5	7,0	7,0
Аксаково	III	19,0	21,0	21,0	15,0	16,0	17,5	9,5	11,0	11,5
Артемовск	II	6,0	5,8	5,5	4,7	4,8	4,9	3,0	3,4	3,3
Амвросиевка	II	7,6	7,4	7,2	7,0	6,8	6,5	5,9	5,9	5,5
Белёв	I	9,0	9,0	10,0	7,0	6,5	7,0	4,0	4,5	4,5
Богодухов	I	5,6	5,5	5,2	5,5	5,5	5,1	4,4	4,4	4,4
Волноваха	IV	22,5	22,5	22,4	20,2	19,7	19,9	14,0	13,7	13,5
Гёк-Гель	IV	23,7	24,0	23,0	19,8	22,5	21,0	11,2	14,5	14,1
Готня	II	9,1	9,3	8,7	9,0	8,6	8,4	7,6	7,5	7,4
Гомель	I	6,5	7,1	7,5	5,2	5,6	6,0	4,0	4,1	4,0
Гуляй-Поле	I	6,0	6,0	6,0	5,2	5,4	5,5	4,0	4,3	4,3
Гродно	I	5,5	5,0	4,8	4,9	4,5	4,3	3,9	4,0	3,8
Зимовники	II	15,0	14,9	15,0	11,5	10,0	11,0	8,0	7,0	7,5
Калуга	I	4,1	4,0	3,5	3,4	3,2	3,0	2,4	2,5	2,4
Кирилловка	IV	24,3	24,5	24,5	23,0	22,8	22,5	17,5	17,0	16,8
Красноармейское	IV	20,0	20,2	20,5	17,5	17,7	16,9	12,0	11,9	11,6
Красный Лиман	I	3,1	3,1	3,1	2,8	2,7	2,8	2,5	2,2	2,4
Купянск	II	8,0	8,0	8,0	6,7	7,1	6,8	4,5	5,1	4,5
Куба	III	12,9	12,9	13,1	10,0	10,8	11,5	7,2	7,8	8,3
Курск	III	17,5	15,5	18,0	14,5	12,0	13,5	10,0	9,5	10,0
Куцевская	I	6,0	6,0	6,0	5,0	5,0	4,9	3,8	4,0	3,7
Конахенд	II	14,5	16,5	14,2	11,1	11,5	10,2	8,0	7,0	6,8
Лерик	IV	23,0	21,5	20,0	19,0	20,2	18,9	11,1	15,1	15,1
Лозовая	I	8,7	9,0	8,7	7,5	7,4	7,2	5,4	4,9	5,5
Маразы	II	13,0	11,8	11,5	11,0	11,9	10,5	11,0	8,0	10,5
Муром	I	3,2	3,2	3,3	2,7	2,6	2,8	2,4	2,5	2,1
Мурманск	II	15,0	17,5	17,5	11,5	12,0	12,5	8,0	8,5	10,0
Нуха	I	4,8	5,1	5,1	4,1	4,2	4,3	2,3	2,3	2,9
Называевская	II	13,0	12,5	11,5	10,0	9,0	8,5	6,0	6,0	5,0
Оренбург	I	8,9	8,9	8,8	7,0	7,3	7,2	5,0	5,5	4,9
Орджоникидзевская	I	9,0	10,0	10,0	7,5	7,5	7,5	5,0	5,0	4,9
Половина	I	4,2	4,7	4,5	3,9	4,2	4,1	3,5	3,6	3,6
Пудож	II	9,4	9,5	8,7	8,2	8,0	7,4	6,0	5,9	5,2
Ряжск	I	6,9	6,7	6,7	5,8	5,6	5,5	4,4	4,3	4,2
Шемаха	II	16,0	16,9	17,9	11,0	12,1	14,5	6,0	5,1	7,5
Целиноград	I	9,1	8,6	8,5	7,5	7,0	7,2	5,0	5,2	5,4

менее 2 мм, данная номограмма не пригодна. При проектировании линий связи и электропередачи используются данные о максимальных отложениях с вероятностью раз в 5 лет и раз в 10 лет. Эти величины можно получить указанным методом расчета с достаточной точностью.

Для расчета гололедных нагрузок на высоковольтные линии электропередачи требуется определение гололедных нагрузок, наблюдаемых реже чем раз в 10 лет. Для уточнения метода расчета редко наблюдаемых отложений гололеда и изморози мы сделали попытку подобрать экстраполяционную формулу, которая бы наилучшим образом аппроксимировала рассматриваемое статистическое распределение. С этой целью были рассчитаны коэффициенты асимметрии, среднее квадратическое отклонение коэффициентов вариации и скошенности (расчет проводился по трем опорным ординатам: 5%, 50%, 95%).

Среднее квадратическое отклонение

$$\sigma = \frac{b_{5\%} - b_{95\%}}{\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}}, \quad (10)$$

где $\Phi_{5\%}$ и $\Phi_{95\%}$ — разности нормативных отклонений — брались из специальных таблиц.

Коэффициент скошенности

$$S = \frac{b_{5\%} + b_{95\%} - 2b_{50\%}}{b_{5\%} - b_{95\%}}. \quad (11)$$

Коэффициент асимметрии

$$C_S = \frac{\sum_{i=1}^n (b_i - \bar{b})^3}{n\sigma^3}. \quad (12)$$

Среднее значение

$$\bar{b} = b_{50\%} - \sigma\Phi_{50\%}, \quad (13)$$

где значения Φ_{50} брались из таблицы приложения в работе [7].

Таблица 5

Параметры кривой обеспеченности

Станция	C_S	S	C_v	σ	$\bar{b}$
Александров	5,3	0,65	0,89	4,27	4,78
Аксаково	>6,0	0,71	—	—	—
Алатырь	>6,0	0,68	—	—	—
Артемовск	>6,0	0,77	—	—	—
Амвросиевка	0,8	0,22	0,53	2,0	3,76
Белев	>6,0	0,70	—	—	—
Богодухов	3,6	0,57	0,76	2,25	2,95
Волноваха	5,3	0,65	0,72	7,80	10,84
Гомель	4,0	0,59	0,78	2,42	3,10
Гродно	2,6	0,50	0,54	1,78	3,26
Гуляй-Поле	4,2	0,65	0,75	2,21	2,96
Гёк-Гёль	>6,0	1,14	—	—	—
Зимовники	2,0	0,42	0,64	3,21	4,97
Конахкенд	>6,0	0,75	—	—	—
Красный Лиман	2,0	0,42	0,48	0,81	1,69
Курск	3,1	0,54	0,95	7,25	7,63
Купянск	>6,0	0,70	—	—	—
Куба	4,2	0,60	0,85	4,1	4,83
Куцевская	1,9	0,41	0,66	1,7	2,59
Лозовая	1,3	0,31	0,54	2,42	4,44
Лерик	>6,0	0,70	—	—	—
Майкоп	3,1	0,54	0,75	3,15	4,18
Муром	2,1	0,43	0,55	0,94	1,72
Мурманск	1,8	0,39	0,55	2,7	4,89
Маразы	3,0	0,54	0,74	5,6	7,57
Называевская	>6,0	0,80	—	—	—
Нуха	>6,0	0,81	—	—	—
Оренбург	2,1	0,44	0,60	1,92	3,16
Орджоникидзе	4,2	0,60	0,82	2,5	3,05
Пудож	1,2	0,30	0,45	1,7	3,79
Ряжск	3,6	0,57	0,70	2,28	3,26
Целиноград	4,0	0,59	0,95	3,54	3,73
Шемаха	>6,0	0,72	—	—	—

Коэффициент вариации

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{b}}. \quad (14)$$

Эти расчеты могут быть применены к биномиальным или логарифмически-нормальным кривым, которые спрямляются на номограмме для кривых со значительной асимметрией, рассчитанной в ГГИ.

В табл. 5 приведены значения C_s , S , C_v , $\bar{b}$. В преобладающем большинстве пунктов $C_s \geq 2$, а в отдельных пунктах $C_s > 6$. Следовательно, рассматриваемые кривые распределения вероятностей имеют значительную положительную асимметрию. Учитывая это обстоятельство, была сделана попытка применить для спрямления экстраполяционных кривых номограммы специально построенные для кривых распределения со значительной асимметричностью.

Таблица 6

Нормативная толщина стенки гололеда различной вероятности по ежегодным максимумам (1), по трем максимумам в году (2) и по общей совокупности всех наблюдений (3)

Станция	Вероятность один раз в								
	15 лет			10 лет			5 лет		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Алатырь	5,7	5,8	5,8	5,3	5,4	5,2	4,5	4,4	4,3
Александров	11,2	12,0	11,5	10,0	11,0	10,0	7,4	7,9	8,4
Аксаково	19,0	19,0	20,0	14,0	14,0	16,0	8,4	8,8	9,0
Артемовск	5,8	6,2	6,0	4,5	5,0	5,2	3,3	3,6	3,5
Амвросиевка	6,9	6,9	6,8	6,5	6,6	6,4	5,5	5,7	5,3
Белёв	7,5	7,1	7,6	6,4	5,8	6,2	3,9	4,1	4,2
Богодухов	6,3	6,6	6,2	5,3	5,4	5,1	4,2	4,3	4,2
Волноваха	21,2	21,3	21,5	19,3	19,0	18,3	15,1	14,3	14,2
Гёк-Гель	21,0	20,0	15,5	16,1	18,1	17,5	11,1	11,8	11,0
Готня	8,3	8,5	8,4	7,9	8,0	8,0	7,2	7,2	7,3
Гомель	7,0	7,0	7,7	5,8	5,9	6,0	4,0	4,1	4,3
Гуляй-Поле	6,5	6,5	6,2	5,6	5,6	5,2	4,0	4,0	4,2
Гродно	6,2	6,0	6,2	5,2	5,1	5,0	4,1	4,0	4,3
Зимовники	11,0	10,0	10,4	9,4	9,0	8,6	7,4	6,8	6,8
Калуга	3,6	3,4	3,0	3,2	3,0	2,7	2,6	2,5	2,4
Кирилловка	25,0	25,0	25,0	22,0	22,2	21,9	17,0	16,3	17,0
Красноармейское	21,0	21,2	21,1	16,5	16,7	16,2	8,0	8,0	8,0
Красный Лиман	3,0	3,0	3,0	2,8	2,7	2,7	2,3	2,2	2,1
Купянск	8,0	8,1	7,6	6,7	6,8	6,8	4,5	4,5	4,4
Куба	9,2	9,6	9,5	8,6	8,4	8,5	7,0	7,0	7,2
Курск	17,5	15,0	17,5	14,5	12,5	13,0	10,7	9,4	10,0
Кушевская	5,6	5,5	5,1	4,9	4,8	4,7	3,6	3,5	3,8
Конахкенд	16,5	18,0	16,8	12,0	12,5	10,0	9,0	8,0	8,0
Лерик	24,0	22,0	21,0	20,0	21,0	19,5	12,1	15,1	15,1
Лозовая	8,2	8,3	8,2	7,3	7,5	7,2	6,0	6,0	6,1
Маразы	17,1	16,2	15,4	15,0	14,1	12,0	11,2	11,0	10,1
Муром	3,3	3,2	3,2	2,8	2,7	2,8	2,2	2,3	2,3
Мурманск	10,0	12,0	11,0	9,5	10,0	9,4	7,7	8,0	8,2
Нуха	4,8	5,4	5,0	3,9	4,3	3,6	2,7	2,9	2,6
Называевская	11,2	10,5	11,0	9,0	9,4	8,2	5,5	5,0	4,5
Оренбург	6,4	6,0	6,2	5,8	5,3	5,4	4,4	4,0	4,6
Орджоникидзевская	7,2	7,0	7,4	6,4	5,9	6,2	4,8	4,6	4,6
Половина	4,2	4,2	4,3	4,0	3,9	4,0	3,5	3,5	3,6
Пудож	6,7	6,9	7,0	5,9	6,1	6,0	5,0	5,0	4,7
Ряжск	6,8	6,3	6,8	6,0	5,5	5,9	4,8	4,4	4,6
Шемаха	12,0	13,0	12,3	9,0	9,7	10,0	5,5	6,8	7,0
Целиноград	8,6	8,8	8,4	7,2	7,4	7,4	5,0	5,6	5,6

Спрямление экстраполяционных кривых на двух номограммах показало, что для 60% всех станций имеется одинаковая надежность спрямления верхней части кривой как по номограмме Тома, так и по номограмме для кривых распределения со значительной асимметричностью, а для остальных 40% станций спрямление верхней части кривой надежнее получается по номограмме для кривых со значительной асимметричностью (табл. 6, 7, 8). Поэтому и нормативная толщина стенки гололедных отложений, встречающихся один раз в 5 и 10 лет, с одинаковой степенью точности определяется по любой из этих номограмм. Нормативная толщина гололеда, встречающаяся реже чем раз в 10 лет, может быть рассчитана несколько надежнее по номограмме для кривой распределения со значительной асимметричностью (рис. 2).

В заключение следует сказать о критериях районирования, указанных в табл. 1. В этой таблице указаны средние значения толщины гололедной стенки, т. е. отнесенные к середине интервала значений b , наблюдаемых раз в 5 и раз в 10 лет. (Так, осредненные значения b

Таблица 7

Нормативная толщина стенки гололеда b по ежегодным максимумам с помощью номограммы Тома (1) и по номограмме для кривых со значительной асимметрией (2)

Станция	Вероятность один раз в								
	5 лет			10 лет			15 лет		
	1	2	раз- ность	1	2	раз- ность	1	2	раз- ность
Алатырь	4,3	4,5	-0,2	5,0	5,3	-0,5	5,5	5,7	-0,2
Александров	6,5	7,4	-0,9	10,0	10,0	0,0	11,5	11,2	0,3
Аксаково	9,5	8,4	1,1	15,0	14,0	1,0	19,0	17,0	2,0
Амвросиевка	5,9	5,5	0,4	7,0	6,5	0,5	7,6	6,9	0,7
Артемовск	3,0	3,3	-0,3	4,7	4,5	0,2	6,0	5,8	0,2
Белёв	4,0	3,9	0,1	7,0	6,4	0,6	9,0	7,5	1,5
Богодухов	4,4	4,2	0,2	5,5	5,3	0,2	5,6	6,3	-0,7
Волноваха	14,0	15,1	-1,1	20,2	19,3	0,9	22,5	21,2	1,3
Гёк-Гель	11,2	11,1	0,1	19,8	16,1	3,7	23,7	21,0	2,7
Готня	7,6	7,2	0,4	9,0	7,9	1,1	9,1	8,3	0,8
Гомель	4,0	4,0	0,0	5,2	5,8	-0,6	6,5	7,0	-0,5
Гуляй-Поле	4,0	4,0	0,0	5,2	5,6	-0,4	6,0	6,5	-0,5
Зимовники	8,0	7,4	0,6	11,5	9,4	2,1	15,0	11,0	4,0
Калуга	2,4	2,6	-0,2	3,4	3,2	0,2	4,1	3,6	0,5
Конахкенд	8,0	9,0	-1,0	11,1	12,0	-0,9	14,5	16,5	-2,0
Красный Лиман	2,5	2,3	0,2	2,8	2,8	0,0	3,1	3,0	0,1
Красноармейское	12,0	8,0	-4,0	17,5	16,5	1,0	20,0	21,0	-1,0
Курск	7,0	7,0	0,0	8,6	8,6	0,0	12,9	9,2	3,7
Купянск	4,5	4,5	0,0	6,7	6,7	0,0	8,0	8,0	0,0
Куба	10,0	10,7	-0,7	14,5	14,5	0,0	17,5	17,0	0,5
Лерик	11,1	12,1	-1,0	19,0	20,0	-1,0	23,0	24,0	-1,0
Лозовая	5,4	6,0	-0,6	7,5	7,3	0,2	8,7	8,2	0,5
Майкоп	6,0	5,9	0,1	10,0	7,6	2,4	12,5	8,4	4,1
Маразы	11,0	11,2	-0,2	11,0	15,0	-4,0	13,0	17,1	-4,1
Муром	2,4	2,2	0,2	2,7	2,8	-0,1	3,2	3,3	-0,1
Мурманск	8,0	7,7	0,3	11,5	9,5	2,0	15,0	10,0	5,0
Называевская	6,0	5,5	0,5	10,0	9,0	1,0	13,0	11,2	1,8
Нуха	2,3	2,7	-0,4	4,1	3,9	0,2	4,8	4,8	0,0
Половина	3,5	3,5	0,0	3,9	4,0	-0,1	4,2	4,2	0,0
Ряжск	4,4	4,8	-0,4	5,8	6,0	-0,2	6,9	6,8	0,1
Шемаха	6,0	5,5	0,5	11,1	9,0	2,0	16,0	12,0	4,0
Целиноград	5,0	5,0	0,0	7,5	7,2	-0,3	9,1	8,6	0,5

Таблица 8

Нормативная толщина стенки гололеда b по общей совокупности наблюдений с помощью номограммы Тома (1) и по номограмме для кривых со значительной асимметрией (2)

Станция	Вероятность один раз в								
	5 лет			10 лет			15 лет		
	1	2	раз- ность	1	2	раз- ность	1	2	раз- ность
Алатырь	4,1	4,3	—0,2	5,0	5,2	—0,2	6,0	5,8	0,2
Александров	7,0	8,4	—1,4	10,0	10,0	0,0	11,5	11,5	0,0
Аксаково	11,5	10,0	1,5	17,5	16,0	1,5	21,0	20,0	1,0
Амвросиевка	5,5	5,3	0,2	6,5	6,4	0,1	7,2	6,8	0,4
Артемовск	3,3	3,5	—0,2	4,9	5,2	—0,3	5,5	6,0	—0,5
Белёв	4,5	4,2	0,3	7,0	6,2	0,8	10,0	7,6	2,4
Богодухов	4,4	4,2	0,2	5,1	5,1	0,0	5,2	6,2	—1,0
Волноваха	13,5	14,2	—0,7	19,9	18,3	1,6	22,4	21,5	0,9
Гёк-Гель	14,1	11,0	3,1	21,0	17,5	3,5	—	—	—
Готня	7,4	7,3	0,1	8,4	8,0	0,4	8,7	8,4	0,3
Гомель	4,0	4,3	0,3	6,0	6,0	0,0	7,5	7,7	—0,2
Гродно	3,8	4,3	—0,5	4,3	5,0	—0,7	4,8	6,2	—1,4
Гуляй-Поле	4,3	4,2	0,1	5,5	5,2	0,3	6,0	6,2	—0,2
Зимовники	7,5	6,8	0,7	11,0	8,6	2,4	15,0	10,4	4,6
Калуга	2,4	2,4	0,0	3,0	2,7	0,3	3,5	3,0	0,5
Кирилловка	16,8	17,0	—0,2	22,5	21,9	0,6	24,5	25,0	—0,5
Конахкенд	6,8	8,0	—1,2	10,2	10,0	0,2	14,2	16,8	—2,6
Курск	10,0	10,0	0,0	13,5	13,0	0,5	18,0	15,0	3,0
Кушевская	3,7	3,8	—0,1	4,9	4,7	0,2	6,0	5,1	0,9
Красный Лиман	2,4	2,1	0,3	2,8	2,7	0,1	3,1	3,0	0,1
Купянск	4,5	4,4	0,1	6,8	6,8	0,0	8,0	7,6	0,4
Куба	8,3	7,2	1,1	11,5	8,5	3,0	13,1	9,5	3,6
Красноармейское	11,6	8,0	3,6	16,9	16,2	0,7	20,5	21,1	—0,6
Лерик	15,1	15,1	0,0	18,9	19,5	—0,6	20,0	21,0	—1,0
Лозовая	5,5	6,1	—0,6	7,2	7,2	0,0	8,7	8,2	0,5
Майкоп	7,0	6,0	1,0	10,0	7,6	2,4	12,5	8,4	4,1
Маразы	10,5	10,1	0,4	10,5	12,0	—1,5	11,5	15,4	—3,9
Муром	2,1	2,3	—0,2	2,8	2,8	0,0	3,3	3,2	0,1
Называевская	5,0	4,5	0,5	8,5	8,2	0,3	11,5	11,0	0,5
Нуха	2,9	2,6	0,3	4,3	3,6	0,7	5,1	5,0	0,1
Оренбург	4,9	4,6	0,3	7,2	5,4	1,8	8,8	6,2	2,6
Орджоникидзевская	4,9	4,6	0,3	7,5	6,2	1,3	10,0	7,4	2,6
Половина	3,6	3,6	0,0	4,1	4,0	0,1	4,5	4,3	0,2
Пудож	5,2	4,7	0,5	7,4	6,0	1,4	8,7	7,0	1,7
Ряжск	4,2	4,6	—0,4	5,5	5,9	—0,4	6,7	6,8	—0,1
Шемаха	7,5	7,0	0,5	14,5	10,0	4,5	17,9	15,3	2,6
Целиноград	5,4	5,6	—0,2	7,2	7,4	—0,2	8,5	8,4	0,1

5, 10, 15, 20 мм, наблюдаемые один раз в 10 лет, получены по интервалам 2,5—7,5; 7,5—12,5 и т. д.). Средние значения толщины нормативной стенки гололеда, принятые для первого района гололедности, несколько занижены, так как в этом районе по ряду станций один раз в 5 лет наблюдается толщина стенки более 7 мм и среднее значение b следовало бы принять равным 5 мм, а один раз в 10 лет—7 мм. Также во втором районе за величину, наблюдаемую один раз в 5 лет, следует принять 7 мм.

Приведенные в табл. 1 показатели получены при округлении их до величин, кратных 5 (за исключением района I, один раз в 5 лет).

При проектировании линий связи и электропередачи особенно осторожно следует определять нормативную величину отложений гололеда

в особом районе, так как для этого района дан только нижний предел толщины гололедного отложения.

На основании проведенных климатологических и статистических разработок можно сделать следующие выводы.

1. Гололедное районирование территории СССР по вероятностным

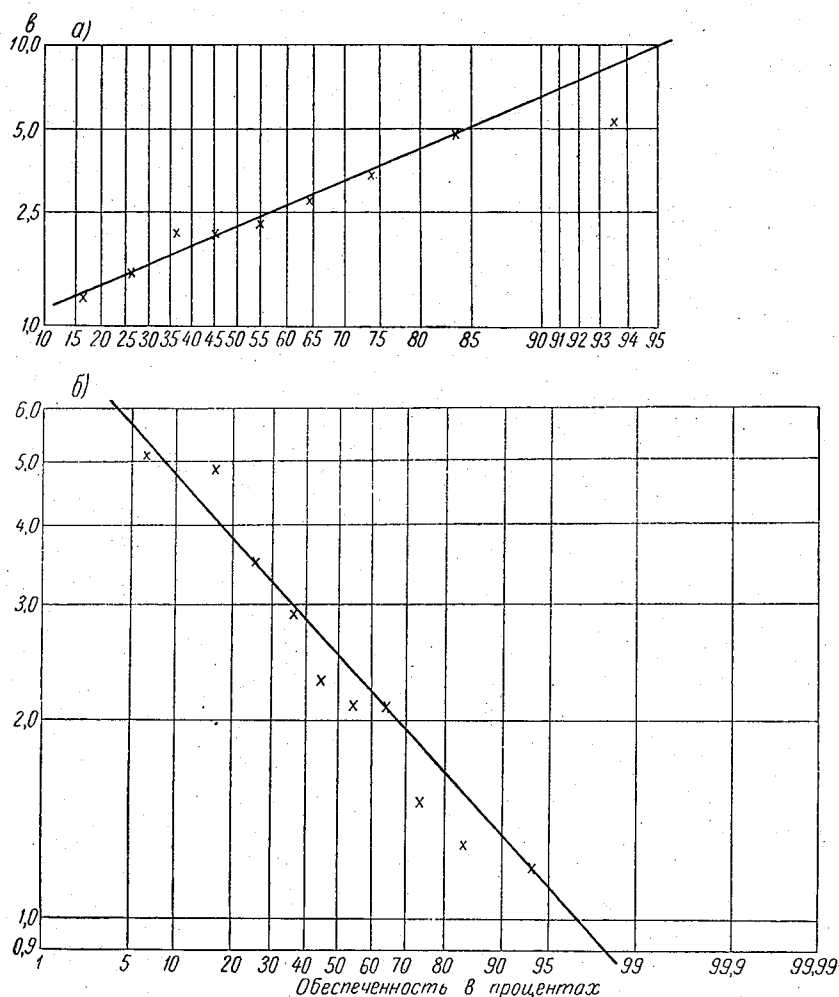


Рис. 2. Спряжение кривых распределения нормативной толщины стенок гололеда по максимальным величинам, ст. Богодухов.

а — номограмма, рассчитанная по формуле Тома, б — номограмма, рассчитанная для кривых со значительной асимметрией.

значениям толщины стенки гололеда, проведенное ВНИИЭ и ГГО для «Строительных норм и правил», является значительным шагом вперед по сравнению с проводившимися ранее районированиями. Оно позволяет значительно точнее рассчитать гололедные нагрузки на линии связи и электропередачи, а также на высотные сооружения.

2. Вместе с тем выяснилась необходимость дальнейших климатологических разработок, а также теоретических и экспериментальных исследований для уточнения расчета гололедных нагрузок. Эти уточнения должны также выполняться путем регионального районирования

по гололеду отдельных областей с особенно сложным рельефом местности и путем более строгого учета ветровых нагрузок при гололеде.

3. Особенного внимания требуют вопросы, связанные с расчетом гололедных нагрузок на сооружения, имеющие высоту более 50—100 м. Для решения этих вопросов необходимы как теоретические исследования, так и организация систематических наблюдений над гололедом на телевизионных мачтах и специальных вышках.

4. Для определения гололедных нагрузок на высоковольтные линии электропередачи требуется произвести расчеты толщины гололедно-изморозевых отложений, наблюдаемых реже чем один раз в 10 лет.

5. Изучение синоптических условий образования гололеда и определение преобладающих направлений гололедонесущего потока может также дать существенные результаты для уточнения гололедных нагрузок на провода и сооружения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Определение стандартных параметров логарифмически нормальной кривой распределения по трем опорным ординатам. Труды ГГИ, вып. 99, 1962.
2. Бургсдорф В. В. Сооружения и эксплуатация линий электропередачи в сильногололедных районах. Госэнергоиздат, М.—Л., 1947.
3. Бургсдорф В. В. и Муретов Н. С. Расчетные районы гололедности в СССР. Труды ЦНИЭЛ, вып. 3, Госэнергоиздат, М.—Л., 1955.
4. Бургсдорф В. В. и Муретов Н. С. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередачи. Том I. Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР. Труды ВНИИЭ, вып. 10, Госэнергоиздат, М.—Л., 1960.
5. Бучинский В. Е. Атлас обледенения проводов, Гидрометеиздат, Л., 1955.
6. Мипервин В. Е. Сезонные изменения водности облаков. Труды ЦАО, вып. 36, 1961.
7. Муретов Н. С. Гололедные образования на воздушных линиях связи и электропередачи. Гидрометеиздат, Л., 1945.
8. Правила устройства электроустановок. Госэнергоиздат, М., 1964.
9. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.
10. Раевский А. Н. Исследование случаев гололедообразования различной интенсивности. Труды Одесского Гидрометеинститута, вып. 8, 1956.
11. Строительные нормы и правила, часть II, раздел А, глава II. Госстройиздат, М., 1962.
12. Фишер Р. А. Статистические методы для исследований. Госстатиздат, М., 1958.
13. Шкодин А. И. Некоторые сведения об условиях работы линий электропередачи и связи в гололедных районах. Ж. «Электричество», № 10, 1953.
14. Thom H' C. S. Frequency of maximum wind-speeds, Pro. Amer. Soc. of Civil Engineers, v. 80. November, 1954.
15. Tippett L. H. C. The methods of statistics. 3rd ed. London, 1941.

Ф. Я. КЛИНОВ

К ИССЛЕДОВАНИЯМ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЖНЕМ 300-м СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

В статье излагаются некоторые результаты наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями в нижнем 300-м слое атмосферы, выполненные зимой 1963-64 гг. на высотной метеорологической мачте Института прикладной геофизики.

В связи со строительством и эксплуатацией высотных сооружений (высоковольтные и радиорелейные линии, телевизионные ретрансляционные линии, высотные здания и т. д.) и в других практических целях возникла необходимость исследования гололедно-изморозевых отложений в нижнем слое атмосферы до высот несколько сот метров. К настоящему времени исследования этих явлений ведутся лишь в непосредственной близости (до десятка метров) от земной поверхности.

Основными запросами практики в этом вопросе являются:

а) оценка интенсивности гололедно-изморозевых отложений на проводах и строительных конструкциях, продолжительности и погодной периодичности этих отложений, распределение нагрузок по высоте и во времени; с этой оценкой связаны вопросы устойчивости роста и испарения гололедно-изморозевых отложений;

б) изучение связи интенсивности, продолжительности и погодной периодичности гололедно-изморозевых отложений с основными метеорологическими характеристиками — скоростью и направлением ветра, температурой и влажностью воздуха и др.

Определение гололедно-ветровых нагрузок по высоте и во времени на проводах и конструкциях высотных сооружений необходимо при их проектировании для расчета на прочность.

Выявление связи с основными метеорологическими характеристиками интенсивности, продолжительности и погодной периодичности гололедно-изморозевых отложений и их структурных и теплофизических особенностей (модификаций), теплофизических свойств и механических свойств прочности и цепкости отложений необходимо для разработки методики прогнозирования гололедно-изморозевых отложений и борьбы с их последствиями для учета их теплоизоляционных свойств при расчете теплового режима и климатических условий эксплуатации высотных зданий.

Гололедно-изморозевые отложения в нижнем слое атмосферы сами по себе являются как бы индикатором физического состояния этого слоя, определенной влагонасыщенности воздуха в нем и других факторов.

Высотная метеорологическая мачта Института прикладной геофизики [1] с ее рабочими площадками и арматурой представляют собой хороший гололедно-изморозевый станок для непосредственного наблюдения, измерения и микрофотографирования как вертикальных, так и горизонтальных гололедно-изморозевых отложений во всем нижнем 300-м слое атмосферы. Постановка наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями на высотной метеорологической мачте является наиболее эффективной возможностью изучения этих явлений в нижнем слое атмосферы, так как, помимо преимуществ стационарности (устойчивости) и технической оснащенности наблюдений на мачте, наблюдения эти сопровождаются хорошими метеорологическими измерениями во всем слое.

Ниже излагаются некоторые результаты наблюдения над гололедно-изморозевыми отложениями, выполненные за период с 25 января по 8 апреля 1964 на высотной метеорологической мачте.

Наблюдения и оценка величины отложений велась по следующей программе:

- а) определение интенсивности отложений (размер и вес) и распределение этих характеристик по высоте;
- б) наблюдения над скоростью роста и испарения отложений по размеру и весу, распределение этих характеристик в слое;
- в) вычисление продолжительности отложений на предметах (провод, стержень, строительные конструкции и т. д.);
- г) выявление связи основных видов гололедно-изморозевых отложений с погодными условиями.

Наблюдения за гололедно-изморозевыми отложениями и их измерения проводились непосредственно на рабочих площадках высотной мачты на гололедном станке с проволочным образцом диаметром 5 мм, а также на горизонтальных и вертикальных стержнях арматуры рабочих площадок мачты диаметром 15 мм. Структура отложения определялась визуально при помощи лупы. Отложения фотографировались для измерения и снятия образцов. Фотографирование выполнялось с руки, зеркальным фотоаппаратом «Зенит» с расстояний: для видовых снимков от 1 м до 10 м и для структурных снимков от 10 до 50 см. Наиболее четкие структурные снимки получились с расстояния 10—20 см при применении переходных колец. На расстоянии от 0,5 м до 15 мм велась практически одновременная съемка гололедно-изморозевых отложений на идентичных образцах по всем уровням высотной мачты, на которых наблюдались отложения. Такая съемка позволила получить фотопрофили гололедно-изморозевых отложений для определения структуры отложений по всем высотам нижнего слоя. Кроме того, фотометрически оценивались изменения интенсивности этих отложений с высотой.

Для фотометрического определения скорости роста и испарения гололедно-изморозевых отложений делались смежные фотопрофили в два последовательных момента наблюдения.

Измерения отложений проводились мерной линейкой. На отложениях гололеда или изморози делается запил образца по длине мерной линейки (15 см) и с торца образца в запиле измерялась толщина отложения. Замеренное отложение счищалось в кювету, с которой ссыпалось в широкий сосуд, где и оттаивалось. После этого определялся вес оттаявшего образца посредством мензурки. Вес приводился к одному погонному метру.

При редких наблюдениях, разделенных промежутками времени до десятка часов, могли иметь место процессы и роста и испарения голо-

ледно-изморозевых отложений. Следовательно, отмечавшиеся при наблюдениях размер и вес отложения являлись результирующими за промежуток времени между наблюдениями.

Скорость роста (+) и испарения (—) гололедно-изморозевых отложений за промежутки времени между смежными наблюдениями определялась по размерам $\pm v_d = \Delta d_{\text{рез}} / \Delta t$ мм/час и по весу $v_p = \Delta P_{\text{рез}} / \Delta t$ г/м²·час. Здесь $\Delta d_{\text{рез}}$ мм и $\Delta P_{\text{рез}}$ г/м²·час — результирующий прирост гололедно-изморозевого отложения соответственно по размеру и весу (на погонный метр) за промежуток времени между наблюдениями Δt час. Эти результирующие характеристики отложения выражаются следующим образом:

$$\Delta d_{\text{рез}} = \Delta d_{\text{рост}} - \Delta d_{\text{исп}};$$

$$\Delta P_{\text{рез}} = \Delta P_{\text{рост}} - \Delta P_{\text{исп}}.$$

В оценках v_d и v_p допускалась некоторая погрешность, так как моменты возникновения и исчезновения (отпадания) отложений из-за больших промежутков времени между наблюдениями могли оказаться усвоенными неточно.

Распределение гололедно-изморозевых отложений с высотой в нижнем 300-м слое атмосферы исследовалось по структуре и по интенсивности в зависимости от условий метеорологического режима слоя: в приземном или в приподнятом тумане, в облаках нижнего яруса, в увлажненном подоблачном слое и при радиационном выхолаживании нижнего слоя атмосферы.

Из-за малого числа наблюдений в приземном и приподнятом тумане — эти наблюдения в настоящей работе не рассматриваются.

В облаках нижнего яруса наблюдались:

а) плотная прочная зернистая изморозь при температуре от -3 до -10° ; б) гололед при температуре от 0 до $-2, -3^\circ$; в) сложные (смешанные) отложения гололеда и зернистой изморози. Отложения вида а) и б) наблюдались при определенных установившихся погодных условиях, а вида в) — при смене одних погодных условий другими. Если в начальный период в облаках происходил рост на предметах зернистой изморози, то после рассеяния облаков при повышении температуры часть зернистой изморози модифицировалась в гололед и образовывалось сложное (смешанное) отложение.

В преобладающем числе случаев в облаках нижнего яруса наблюдались отложения вида а).

В диапазоне температуры от -5 до -17° в облаках нижнего яруса наблюдалась также легкая непрочная кристаллическая изморозь.

Периоды с зернистой изморозью совпадали с наличием облаков нижнего яруса. Момент исчезновения изморози несколько запаздывал по отношению к моменту повышения нижней границы облаков над соответствующим уровнем, так как некоторое время спустя после исчезновения облаков продолжается испарение отложения.

В период отложений зернистой изморози в облаках нижнего яруса характерны либо непрерывность (монотонность) роста отложений, либо устойчивое состояние, либо испарение по всем уровням, на которых отмечалось это отложение.

Периоды отложений кристаллической изморози не всегда совпадали с наличием облаков нижнего яруса.

В периоды гололеда наблюдались и чисто гололедные отложения в облаках нижнего яруса с момента образования до их исчезновения, и зернистая изморозь облачного происхождения, модифицировавшаяся в гололед при смене погодных условий, когда наблюдались потепления.

В условиях неустойчивой погоды при чередовании ясной погоды с облачной наблюдалось чередование роста и испарения тех или иных модификаций гололедно-изморозевых отложений. Равномерный ход отложений наблюдался на тех уровнях, на которых постоянно располагались облака нижнего яруса. Если условия менялись, т. е. нижняя

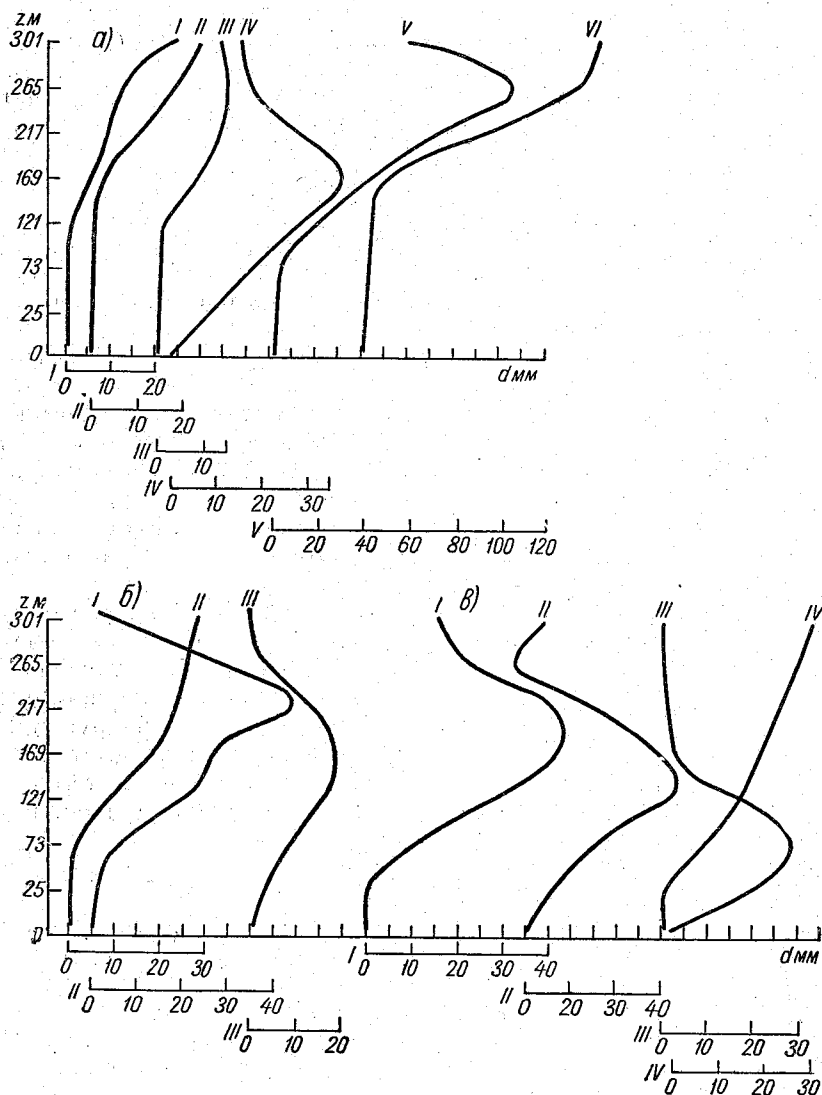


Рис. 1. Распределение с высотой интенсивности гололедно-изморозевых отложений в облаках нижнего яруса (а), в увлажненном подоблачном слое (б) и при радиационном выхолаживании (в).

граница облаков была выше или ниже данного уровня, то наблюдались неравномерные отложения.

Сложный ход отложений, обусловленный разными метеорологическими условиями, продолжался иногда до нескольких суток.

Наиболее характерные распределения интенсивности отложений по высоте представлены на рис. 1 для случаев, когда эти отложения на-

блюдались в облаках нижнего яруса (а), в увлажненном подоблачном слое (б) и при радиационном выхолаживании (в). В облаках нижнего яруса интенсивность, а также скорость роста и испарения зернистой изморози с высотой увеличивались. В отдельных случаях наблюдалось отклонение от этих закономерностей.

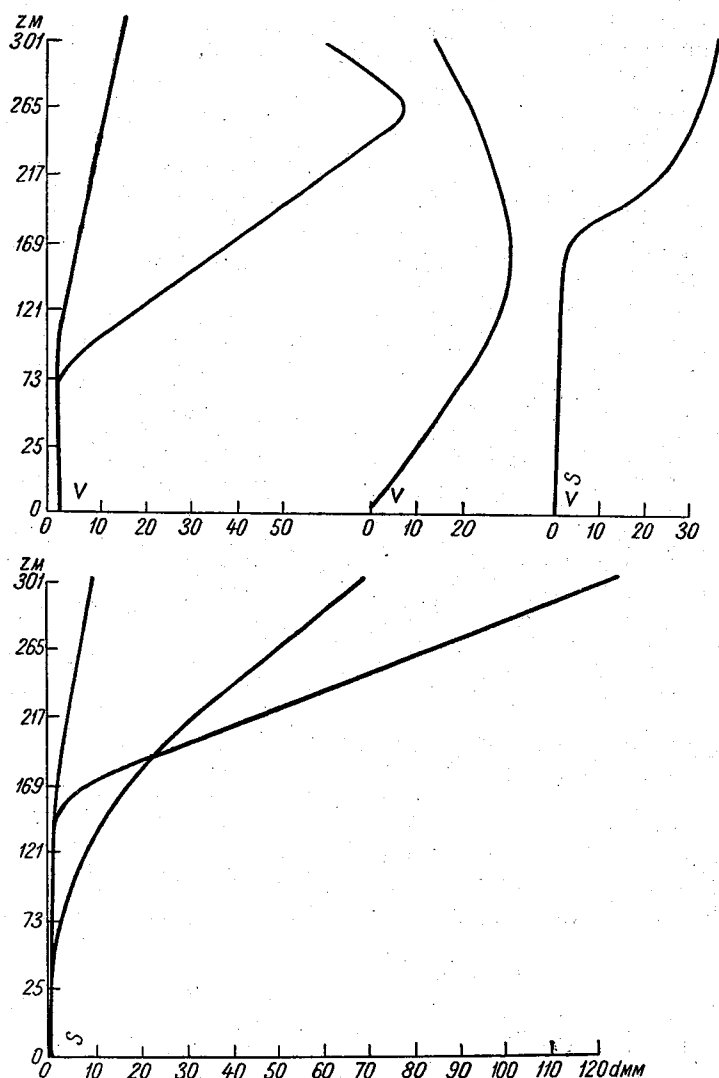


Рис. 2. Аппроксимированные осредненные профили гололедно-изморозевых отложений.

Что касается кристаллической изморози, то в облаках нижнего яруса отмечались как случаи заметного роста, так и постоянства интенсивности изморози с высотой. Росту интенсивности кристаллической изморози в облаках нижнего яруса соответствовало увеличение с высотой скорости ее роста и испарения. Когда интенсивность кристаллической изморози оставалась без изменения, в облаках нижнего яруса наблюдались довольно сложные случаи изменения скорости роста этого

отложения с высотой — увеличение до некоторого уровня и уменьшение с высотой выше этого уровня. Скорость испарения то возрастала или убывала с высотой, то оставалась постоянной.

Интенсивность гололеда в облаках нижнего яруса росла с высотой, а рост отложения и его испарение чередовались по высоте. Например, в нижней части слоя скорость испарения (таяния) гололеда увеличивалась с высотой, выше — уменьшалась, затем процесс испарения (таяния) прекращался и далее с высотой наблюдался рост гололеда с увеличивающейся скоростью.

В увлажненном подоблачном слое (рис. 1 б) отмечались случаи роста интенсивности отложения с уровня 25—50 м и выше до 300 м, а также случаи роста интенсивности в слое 25—250 м, а затем убывание интенсивности выше этого уровня. Этот переход в распределении интенсивности был как резким, так и постепенным.

Изменения скорости роста и испарения отложения с высотой аналогичны соответствующим профилям интенсивности отложения. Интересен случай профиля интенсивности и соответствующего ему профиля испарения отложения с нулевым значением этих характеристик до уровня 25 м и выше уровня 265 м.

На рис. 1 б приведены примеры и более сложных случаев распределения с высотой интенсивности отложения, которым соответствуют такие же распределения скорости испарения и роста.

При радиационном выхолаживании во всем нижнем 300-метровом слое наблюдалось распределение отложения кристаллической изморози по типам I, II и в нижней его части по типу III (рис. 1 в). Скорость роста отложения и его испарение имели аналогичные профили.

При профилях типов II и III уровни экстремальных значений интенсивности отложения кристаллической изморози и скорости ее роста и испарения близко совпадают с верхней границей приземной инверсии. Это верхний уровень радиационного подслоя пограничного слоя атмосферы.

При группировке профилей интенсивности гололедно-изморозевых отложений по модификациям (зернистая изморозь, кристаллическая изморозь, гололед и смешанные или сложные отложения) отмечается обособление групп этих профилей и по диапазонам температур.

По данным наблюдений за весь рассматриваемый период сгруппированные профили аппроксимированы средними профилями (рис. 2), проведенными через средние точки групп профилей на каждом уровне.

Основные выводы

1. Характеристика частоты и продолжительности периодов гололедно-изморозевых отложений (табл. 1).

а) При гололеде характерно увеличение с высотой числа случаев с гололедом в слое 70—300 м примерно в 3 раза, продолжительности периодов — в среднем от 24 час. (уровень 70 м) до 31 часа (уровень 300 м). Максимальная длительность периода наблюдалась на верхнем уровне слоя (300 м) — до 82 час.

б) При зернистой изморози отмечалось увеличение с высотой числа случаев изморози от уровня 120 м до уровня 300 м в 4 раза и убывание в этом слое с высотой продолжительности периодов в среднем от 38 до 30 час. Максимальная продолжительность периода за весь промежуток наблюдений отмечалась до 84 час.

в) При кристаллической изморози наблюдалось увеличение числа случаев с этим явлением с высотой в слое 25—200 м в 1,5 раза и убы-

Таблица 1

Число случаев N и продолжительность периодов гололедно-изморозевых отложений (часы)

Высота, м	Гололед			Зернистая изморозь			Кристаллическая изморозь			Смесь		
	N	продолжительность		N	продолжительность		N	продолжительность		N	продолжительность	
		средняя	максимальная		средняя	максимальная		средняя	максимальная		средняя	максимальная
301	7	30,7	81,5	8	23,5	53,0	4	30,8	84,0	3	11,3	17,0
265	6	35,0	81,5	9	18,9	53,0	4	30,6	84,0	3	11,2	17,0
217	6	29,5	57,7	10	21,6	53,0	4	30,4	84,0	2	11,1	17,0
169	3	24,2	24,7	10	18,0	53,0	3	38,2	84,0	—	—	—
121	3	24,0	24,0	9	16,3	53,0	1	—	—	—	—	—
73	2	24,0	24,0	9	17,7	53,0	—	—	—	—	—	—
25	—	—	—	6	14,0	27,0	—	—	—	—	—	—

вание с высотой в слое 200—300 м примерно в 1,2 раза, увеличение продолжительности периодов с кристаллической изморозью в среднем от 14 до 24 час. на уровне 25 м до 24 час. — на 300 м. Максимальная продолжительность периода во всем слое наблюдалась до 53 час.

г) При смешанных (сложных) гололедно-изморозевых отложениях число случаев и продолжительность периода с этими отложениями в слое 215—300 м, в котором наблюдалось это явление, были одинаковыми для всех уровней слоя и продолжительность периода в среднем составляла 12 час., а максимум ее достигал 17 час. Выделение этих периодов по погодным условиям (в облаках нижнего яруса, в тумане, при радиационном выхолаживании и т. д.) не производилось из-за малого их количества.

II. Распределение интенсивности гололедно-изморозевых отложений.

а) При гололеде в облаках нижнего яруса, в увлажненно подоблачном слое, в тумане интенсивность отложений в слое 75—300 м растет с высотой по размерам до 170 мм и по весу до 2475 г/м.

При радиационном выхолаживании в слое 25—300 м гололедно-изморозевых отложений не наблюдалось.

б) При зернистой изморози в облаках нижнего яруса, в увлажненно подоблачном слое или тумане для слоя 120—300 м интенсивность отложения с высотой растет до 105 мм по размеру и до 720 г/м по весу (один случай).

При радиационном выхолаживании зернистая изморозь не наблюдалась.

в) При кристаллической изморози в облаках нижнего яруса, в условиях увлажненного подоблачного слоя, в тумане и при радиационном выхолаживании интенсивность отложения растет в слое 25—170 м по размеру от 2 до 45 мм и по весу от 5 до 145 г/м и убывает в слое 170—300 м по размеру от 45 до 10 мм и по весу от 145 до 40 г/м (табл. 2 и 3).

г) При смешанном (сложном) отложении гололеда и изморози, которое наблюдалось только на уровнях 220, 265 и 300 м в облаках нижнего яруса отмечался рост интенсивности отложения с высотой от 2 до 7 мм по размеру и от 13 до 46 г/м по весу, а в увлажненном подоблачном слое распределение интенсивности по уровням неравномерное.

Диаметр d мм и вес P г/м гололедно-

Высота, м	Нижняя облачность						
	максимальный		средний		минимальный		число случаев
	d	P	d	P	d	P	

Голо

301	170	2475	72	861	3	20	10
265	160	1670	60	587	1	7	9
217	90	1082	38	439	2	13	8
169	20	310	14	156	8	59	3
121	5	59	4	48	3	40	3
73	2	13	1	13	1	13	2
25	0	0	0	0	0	0	—

Зернистая

301	70	475	45	293	5	20	13
265	105	726	55	349	3	10	13
217	78	396	41	251	1	7	12
169	42	205	31	151	5	20	10
121	30	145	18	71	12	40	9
73	0	0	0	0	0	0	—
25	0	0	0	0	0	0	—

Кристаллическая

301	24	132	16	70	12	33	9
265	19	79	16	60	13	40	9
217	30	53	13	39	9	20	9
169	40	86	13	33	1	7	5
121	25	66	10	66	3	66	3
73	27	79	22	59	18	46	3
25	20	46	13	29	9	20	3

Смесь

301	7	46	7	46	7	46	1
265	4	33	4	33	4	33	1
217	2	13	2	13	2	13	1
169	0	0	0	0	0	0	—
121	0	0	0	0	0	0	—
73	0	0	0	0	0	0	—
25	0	0	0	0	0	0	—

Увлажненный подоблачный слой при нижней облачности или туман

максимальный		средний		минимальный		число случаев
<i>d</i>	<i>P</i>	<i>d</i>	<i>P</i>	<i>d</i>	<i>P</i>	
лед						
13	119	10	87	8	53	7
10	73	8	57	5	46	7
3	33	2	26	1	20	4
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
изморозь						
20	172	16	107	12	66	4
16	86	14	76	11	40	4
11	53	9	41	5	13	4
9	40	5	12	2	7	4
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
изморозь						
35	119	28	94	20	66	4
25	57	21	47	20	40	5
45	99	21	46	5	13	9
40	145	24	59	13	13	10
25	66	17	34	10	7	8
30	92	16	38	7	7	8
11	13	6	8	2	3	4
изморозь						
33	132	24	80	16	33	5
45	158	25	75	10	26	5
35	145	27	101	22	79	3
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—
0	0	0	0	0	0	—

Таблица 3

Диаметр d мм и вес P г/м кристаллической изморози при радиационном выхолаживании

Максимальный		Средний		Минимальный		Число случаев
d	P	d	P	d	P	
34	46	18	42	6	40	4
33	59	21	48	10	33	4
43	79	26	38	13	13	6
45	73	30	47	11	13	6
38	79	22	36	10	7	8
28	40	17	21	6	13	8
24	16	16	11	7	7	4

При радиационном выхолаживании смесь гололеда и изморози не наблюдалась.

II. Характеристика скорости роста (испарения) гололедно-изморозевых отложений по размерам и по весу.

а) При гололеде, который образовывался преимущественно в облаках нижнего яруса и в увлажненном подоблачном слое, прослеживалось увеличение скорости роста с высотой от уровня 75 до 300 м в пределах 0,02—5 мм/час по размеру и 0,6—120 г/м час по весу.

Скорость испарения в слое 25—300 м при исчезновении отложения также росла с высотой в пределах 0,2—22 мм/час по размеру и 0,5—195 г/м час по весу (табл. 4, 5).

Таблица 4

Скорость (мм/час) роста и испарения гололедных отложений по их размеру

Высота, м	Нижняя облачность				Увлажненный подоблачный слой при нижней облачности или туман			
	максимальная	средняя	минимальная	число случаев	максимальная	средняя	минимальная	число случаев

Скорость роста

301	4,7	2,8	0,6	9	2,0	1,2	0,3	2
265	5,0	2,8	0,7	7	1,1	0,6	0,3	3
217	7,5	2,3	0,4	6	0,6	0,2	0,0	3
169	1,5	1,0	0,4	3	0	0	0	—
121	0,3	0,2	0,2	3	0	0	0	—
73	0,1	0,6	0,0	2	0	0	0	—
25	0	0	0	—	0	0	0	—

Скорость испарения

301	—10	—3,7	—0,3	3	—0,3	—0,2	—0,3	3
265	—22,2	—6,0	—0,3	4	—0,4	—0,4	—0,4	1
217	—0,6	—3,2	—0,2	3	0	0	0	—
169	—1,3	—1,1	—1	2	0	0	0	—
121	—0,5	—0,3	—0,2	2	0	0	0	—
73	—0,2	—0,2	—0,2	1	0	0	0	—
25	0	0	0	—	0	0	0	—

Таблица 5

Скорость (мм/час) роста и испарения гололедных отложений по их весу

Высота, м	Нижняя облачность				Увлажненный подоблачный слой при нижней облачности или туман			
	макси- мальная	средняя	мини- мальная	число случаев	макси- мальная	средняя	мини- мальная	число случаев
Скорость роста								
301	120,2	38,9	3,8	8	14,4	5,6	1,9	4
265	57,7	25,1	5,3	7	10,2	3,6	0,6	4
217	31,4	17,7	2,6	6	7,3	7,3	7,3	1
169	31,6	13,4	3,3	3	0	0	0	—
121	5,9	3,5	2,2	3	0	0	0	—
73	0,7	0,7	0,6	2	0	0	0	—
25	0	0	0	—	0	0	0	—
Скорость испарения								
301	—61,0	—21,8	—2,2	4	—2,4	—2,1	—1,8	2
265	—196,0	—52,0	—2,5	4	—2,8	—2,8	—2,8	1
217	—123,2	—41,8	—1,1	3	—1,8	—0,5	—0,2	2
169	—20,6	—15,2	—9,9	2	0	0	0	—
121	—6,6	—5,2	—3,9	2	0	0	0	—
73	—2,2	—2,2	—2,2	1	0	0	0	—
25	0	0	0	—	0	0	0	—

б) При зернистой изморози в облаках нижнего яруса скорость роста и скорость испарения росла в слое 120—300 м с высотой от 0,3 до 9 мм/час по размеру и 0,6—50 г/м час по весу; в условиях увлажненного подоблачного слоя от 170 и до 300 м скорость роста зернистой изморози была в основном постоянной по размеру и неравномерной по весу, а скорость испарения — постоянной по размеру и возрастающей по весу. Такие выводы, однако, являются предварительными, так как проследить закономерность этого явления из-за малого числа случаев наблюдений не удалось.

в) При кристаллической изморози в облаках нижнего яруса скорость роста отложений в слое 25—170 м увеличивалась от 2 до 20 мм/час по размеру и от 2 до 50 г/м час по весу и уменьшалась в слое 170—300 м в пределах 20—0,3 мм/час по размеру и 50—0,5 г/м час по весу; скорость испарения в слое 25—170 м росла с высотой от 1 до 8 мм/час по размеру и от 3 до 17 г/м час по весу и убывала в слое 170—300 м от 8 до 0,04 мм/час по размеру и от 17 до 2 г/м час по весу. В увлажненном подоблачном слое скорость роста кристаллической изморози до уровня 220 м увеличивалась от 0,1 до 7 мм/час по размеру и от 1,5 до 20 г/м час по весу и уменьшалась выше этого уровня в пределах 7—5 мм/час по размеру и 20—0,4 г/м час по весу; скорость испарения в этих условиях росла с высотой в пределах 0,6—20 г/м час по весу. При радиационном выхолаживании скорость роста отложений в слоях 25—70 м, 120—170, 220—300 увеличивалась с высотой в пределах 0,5—8 мм/час по размерам и 0,5—12 г/м час по весу. Скорость испарения в этих условиях увеличивалась с высотой в слое 25—120 м в пределах 3—13 мм/час по размеру и 1,5—25 г/м час по весу и уменьшалась выше уровня 120 м в пределах 13—0,7 мм/час по размеру и 26—0,2 г/м час по весу.

г) При смешанных (сложных) отложениях гололеда и изморози в облаках нижнего яруса в слое 200—300 м наблюдалось увеличение с высотой скорости роста в пределах 0,9—2,3 мм/час по размеру и 6—15 г/м час по весу, и скорости испарения в пределах 0,5—0,9 мм/час по размеру и 4—7,5 г/м час по весу. В увлажненном подоблачном слое скорость роста и испарения смешанного отложения гололеда и изморози на уровнях 217, 265, 300 м была неравномерной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Клинов Ф. Я. О стационарных метеорологических измерениях в нижнем 300-метровом слое атмосферы. Сб. «Изучение пограничного слоя атмосферы с 300-метровой метеорологической башни». Изд. АН СССР, М., 1963.

М. В. ЗАВАРИНА, В. Г. ЦВЕРАВА

О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ СИЛЬНЫХ ВЕТРОВ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрены вертикальные профили ветра при больших скоростях в пограничном слое атмосферы. Показано, что профиль ветра с высоты 100 м над поверхностью земли не может быть удовлетворительно описан логарифмическим законом. Приводятся расчетные скорости ветра, полученные различными способами.

В настоящее время мы располагаем весьма скудными сведениями о профиле ветра в пограничном слое атмосферы при больших скоростях, в несколько раз превышающих среднюю скорость воздушных течений в этом слое.

Между тем режим ветра в пограничном слое атмосферы имеет большое значение для решения целого ряда задач как прикладной так и теоретической метеорологии.

В данной работе рассматриваются профили ветра в связи с необходимостью уточнения методики определения расчетных скоростей ветра (скоростей заданной обеспеченности), необходимых для расчета ветровых нагрузок на высотные сооружения. К таким сооружениям относятся радиомачты и телевизионные вышки, башни, высоковольтные линии электропередачи, градирни, трубы электростанций и некоторых промышленных предприятий и т. д.

Методика нахождения расчетных скоростей ветра, наблюдаемых один раз в 5, 10, 15 и большее число лет разработана в ГГО Л. С. Гандиным и Л. Е. Анапольской [1, 2].

Эта методика нашла широкое применение; Анапольской и в ГМО УГМС проведены климатологические разработки на большом материале наблюдений метеорологических станций Советского Союза. Полученные расчетные скорости используются для расчета ветровых нагрузок, но лишь на такие сооружения, высота которых незначительно превышает высоту флюгера.

Для определения величины ветровой нагрузки на высотах более 20 м над поверхностью земли в «Строительных нормах и правилах» [11] рекомендуется пользоваться переводными коэффициентами. Эти коэффициенты вычислены в предположении, что вертикальный профиль ветра при больших скоростях описывается логарифмическим законом

$$u_z = u_1 \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (1)$$

представляющим собой частный случай обобщенного степенного закона, предложенного Д. Л. Лайхтманом [9] и логарифмического, предложенного М. И. Бudyко [4, 5]. Здесь u_1 — расчетная скорость ветра на высоте флюгера z_1 , u_z — расчетная скорость ветра на высоте z , z_0 — параметр шероховатости. При расчете поправочных коэффициентов z_0 принято постоянным для всей равнинной части территории СССР, равным 0,08.

При проектировании высотных сооружений в качестве u_1 берут наибольшую величину скорости ветра, которая может наблюдаться в данном пункте не чаще одного раза в 5 лет, и считается что u_z будет иметь такую же обеспеченность, что и u_1 .

Величина u_1 зависит главным образом от физико-географических условий и колеблется в довольно широких пределах от 18 м/сек. до 50 м/сек. Таким образом, при использовании формулы (1) полагается, что при больших скоростях у поверхности земли изменение скорости ветра с высотой подчиняется логарифмическому закону.

Несмотря на то что экспериментальная проверка этого закона изменения скорости ветра с высотой проводилась и дала удовлетворительные результаты [7] до высоты не более 50 м, по мнению ряда авторов [3, 6, 10], можно допустить, что он справедлив до высоты 100 м. На больших высотах на увеличение скорости ветра с высотой оказывают влияние другие факторы, которые не учтены при выводе логарифмического закона. Однако в «Строительных нормах и правилах» [11] для получения вышеуказанных поправочных коэффициентов допущено, что логарифмический закон применим до высоты 350 м, а выше 350 м ветровая нагрузка считается постоянной, не меняющейся с высотой.

Поскольку ни теоретически, ни экспериментально применимость логарифмического закона до высоты 350 м не была доказана, возникла необходимость проверки этого допущения.

Нами были построены вертикальные профили ветра при больших скоростях, наблюдаемых в различных районах СССР, и сопоставлены с профилями, получаемыми по логарифмическому закону. Для этой цели использованы наблюдения над ветром, проводившиеся в шести пунктах: Долгопрудный (ЦАО), Петропавловск-Камчатский, Свердловск (Высокая Дубрава), Баку (Маштаги), Воейково и Хабаровск. В этих пунктах были отобраны радиопилотные наблюдения над ветром за 1961—1963 гг., когда в слое от флюгера до высоты 500 м наблюдались большие скорости. Отобранные наблюдения были проведены с помощью радарных установок, которые позволяют измерять ветер в нижнем километровом слое атмосферы практически при любых скоростях.

При рассмотрении этих данных оказалось возможным выявить ряд особенностей вертикального профиля ветра. Следует заметить, что по наблюдениям над ветром у поверхности земли редко отмечаются скорости ветра, близкие к расчетным, а скорости, превышающие 40 м/сек. вообще не определяются, поэтому за короткий период аэрологических наблюдений не представлялось возможным построить большое число таких профилей.

Нами проанализированы все профили по данным указанных шести пунктов, когда у поверхности земли скорость ветра превышала 18 м/сек. Оказалось, что в этих случаях действительные скорости ветра на высотах меньше, чем рассчитанные по логарифмическому закону.

На рис. 1 приводятся примеры таких профилей. Кривые *a* и *б* построены при скорости ветра у поверхности земли, равной 24 м/сек.

Кривая *a* построена по наблюдениям в Петропавловске-Камчатском за 22 часа 3 декабря 1961 г., а кривая *b* — по наблюдениям в Баку в 15 час. 5 марта 1963 г. Кроме того на рис. 1 построен профиль ветра (кривая *в*) для случая, когда на высоте флюгера 18 м скорость ветра равнялась 28 м/сек. (Петропавловск-Камчатский, 17 час., 8 октября 1961 г.).

На рис. 2 приводятся осредненные профили ветра для случаев с большими скоростями ветра на высоте флюгера. Они построены по 8 наблюдениям в Баку за 1963—1964 гг. (кривая *a*) и по 14 наблюдениям в Петропавловске-Камчатском за период 1961—1963 гг. (кривая *b*).

На тех же рисунках приводятся логарифмические профили ветра, рассчитанные при условии, что параметр шероховатости равен 0,08 м. Из обоих рисунков видно, что по логарифмическому закону расчетные скорости получаются выше действительно наблюдаемых.

При анализе материалов аэрологических наблюдений оказалось, что в слое 200—500 м сравнительно часто наблюдаются большие скорости ветра, более 25 м/сек., тогда как у поверхности земли в этот момент скорость ветра не превышает 10 м/сек. В холодное полугодие такие профили ветра иногда наблюдались при наличии инверсионных слоев в 500-метровом слое атмосферы. В качестве примера на рис. 3 приведены кривые изменения скорости ветра с высотой. Они построены в результате осреднения нескольких зондирований атмосферы при больших скоростях. По данным станции, находящейся в Долгопрудном из трехлетнего ряда наблюдений (1961—1963 гг.) было отобрано девять таких случаев (кривая *a*), по наблюдениям станции Высокая Дубрава — семь случаев, которые все относятся к 1963 г. (кривая *b*), по данным наблюдений в Воейково за 1959—1963 гг. — 17 случаев (кривая *в*). Логарифмические кривые на этом рисунке построены по формуле (1), причем за u_z принята средняя скорость ветра по флюгеру, полученная по тем случаям наблюдений, по которым построены осредненные профили; z_0 считалось равным 0,08 м.

Как видно из рис. 3, при таких профилях ветра, скорости, рассчитанные по логарифмическому закону, оказались ниже наблюдаемых.

Анализ отдельных профилей (соответствующих одному зондированию) показал, что в некоторых случаях расхождения между скоростями, рассчитанными по логарифмическому закону и наблюдаемыми значительно больше, чем по осредненным профилям ветра, представленным на рис. 2 и 3.

Следовательно, при очень больших скоростях у поверхности земли по логарифмическому закону получаются завышенные значения расчетных скоростей ветра на высотах, а при больших скоростях ветра в слое 200—500 м над поверхностью земли применение логарифмического закона приводит к занижению расчетных скоростей в этом слое.

Рассмотренные профили ветра позволяют установить еще некоторые их особенности. Так, например, в каждом из них хорошо выражен максимум скорости, причем с увеличением скорости ветра у поверхности земли этот максимум опускается в более нижние слои.

В некоторых случаях в слое 100—600 м наблюдались два максимума скорости ветра. Примеры такого распределения скорости ветра с высотой приводятся на рис. 4.

Выполненный анализ профилей ветра при больших скоростях показывает, что логарифмический закон вида (1) не может достаточно

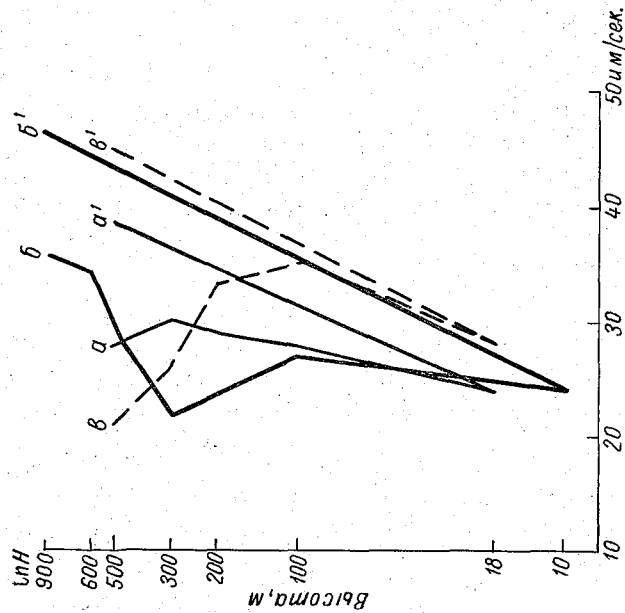


Рис. 1. Вертикальные профили ветра по зондированию атмосферы: a и b — в Петропавловске-Камчатском, b' — в Баку; a' и b' — соответствующие логарифмические профили скорости ветра.

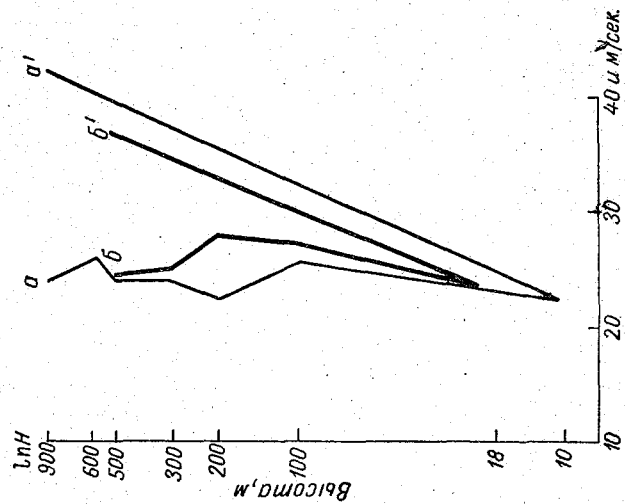


Рис. 2. Средние профили ветра при больших скоростях ветра у поверхности земли. a — по наблюдениям в Баку при скорости ветра по флюгеру ≥ 18 м/сек, b — по наблюдениям в Петропавловске-Камчатском при скорости ветра по флюгеру ≥ 20 м/сек; a' и b' — соответствующие логарифмические профили ветра.

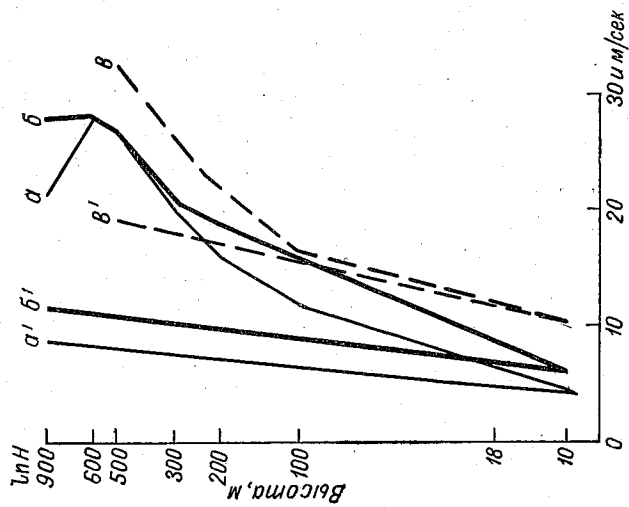


Рис. 3. Средние профили ветра при больших скоростях ветра (>25 м/сек.) в слое 100—500 м.

a — по наблюдениям в ЦАО, $б$ — в Высокой Дубраве (Свердловск), a' — в пос. Воейково; a' , $б'$ и $б'$ — соответствующие логарифмические профили скорости ветра.

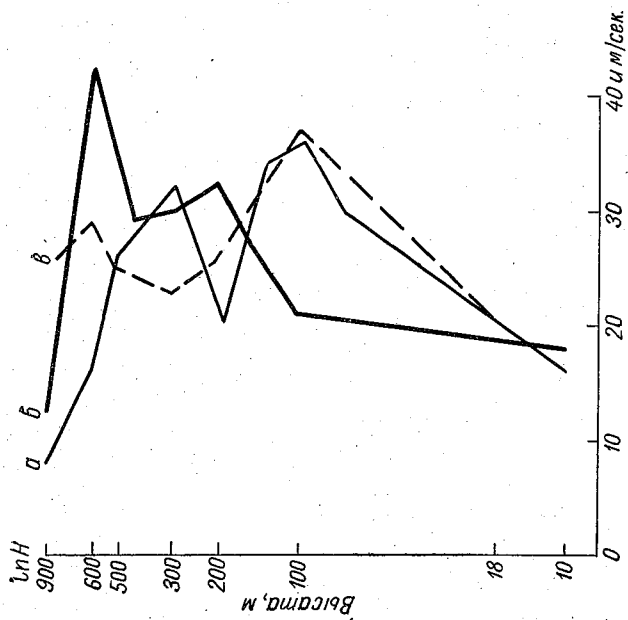


Рис. 4. Профили ветра с двумя максимумами скорости в пограничном слое.

a — Хабаровск, 15 час. 25/IV 1964 г., $б$ — Диксон, 17 час. 27/IV 1962 г., a' — Петропавловск-Камчатский, 05 час. 19/IV 1963 г.

хорошо описать изменение скорости ветра с высотой выше 100 м в тех случаях, когда скорости достигают больших значений. Этот анализ проведен на сравнительно небольшом материале аэрологических наблюдений. Его следует продолжать используя не только аэрологические наблюдения, но привлекая для этого данные более точных наблюдений, производимых на телевизионных мачтах и вышках.

Нами была сделана попытка определить расчетные скорости ветра на разных высотах в пограничном слое путем использования известных методов статистической экстраполяции.

По данным наблюдений нескольких аэрологических станций были получены расчетные скорости ветра двумя способами: 1) по методу Л. Е. Анапольской и Л. С. Гандина, т. е. с использованием экстраполяционной кривой, которая строится на номограмме с координатами $\lg u$ и $\lg[-\lg F(u)]$, где $F(u)$ — интегральная вероятность того, что наблюдаемая скорость ветра превосходит значение u , 2) по закону Максвелла. Этот закон был успешно применен И. Г. Гутерманом [8] для расчета кривых распределения скорости ветра в верхних слоях тропосферы и позволил получить удовлетворительные результаты для расчета вероятности больших скоростей на высотах более 500 м. В наших расчетах использованы данные наблюдений в Воейково за 1959—1963 гг., в Новосибирске за 1960—1964 гг., в Петропавловске-Камчатском за 1961—1964 гг. (Данные наблюдений в Новосибирске были обработаны Л. Новожиловой).

При нанесении на номограмму кривых распределения скорости ветра для уровней 100, 200, 300, 500 м над поверхностью земли оказалось, что они хорошо спрямляются и позволяют достаточно надежно определить редко наблюдаемые большие скорости ветра путем экстраполяции вероятностной кривой. В табл. 1—3 для нескольких уровней приводятся полученные различными способами расчетные скорости, возможные один раз в год, 5, 10 и 20 лет.

Таблица 1

Число лет	Высота над поверхностью земли, м														
	100					200					364				
	A_1	A_2	B	B	Γ	A_1	A_2	B	B	Γ	A_1	A_2	B	B	Γ
1	33	25	23	22	26	35	27	27	25	30	37	29	31	31	34
5	39	30	25	24		41	32	30	26		44	34	34	35	
10	40	31	26	25		43	34	31	27		46	36	35	37	
20	43	33	27	25		46	35	32	28		49	39	37	39	

Таблица 2

Число лет	Высота над поверхностью земли, м											
	100				200				300			
	A_1	A_2	B	Γ	A_1	A_2	B	Γ	A_1	A_2	B	Γ
1	59	43	34	41	65	47	39	44	63	49	37	41
5	68	52	42		75	57	47		78	59	44	
10	74	56	45		81	62	50		84	64	47	
20	79	61	48		86	67	60		90	69	50	

Таблица 3

Число лет	Высота над поверхностью земли, м							
	200				500			
	A_2	B	B	Γ	A_2	B	B	Γ
1	24	24	25		26	33	29	
5	28	26	27	26	29	37	32	35
10	29	27	28	28	31	38	33	41
20	31	28	29		33	40	34	

В первой графе таблиц указан период, для которого вычислена расчетная скорость. В графах A_1 и A_2 приводятся для каждой высоты расчетные скорости, полученные по логарифмическому закону: A_1 рассчитано путем умножения расчетной скорости ветра, заимствованной из [1], на поправочные коэффициенты, указанные в [11]; A_2 — вычислено по расчетным скоростям на высоте флюгера, полученным из пятилетнего периода аэрологических наблюдений (снятым с клетчатки); B — скорости, полученные с помощью экстраполяции кривой распределения; B — скорости, рассчитанные по закону Максвелла; Γ — абсолютный максимум скорости ветра, наблюдаемый один раз в 5 и 10 лет. В табл. 1 приведены расчетные скорости ветра для Новосибирска, в табл. 2 — для Петропавловска-Камчатского и в табл. 3 — для Воейково. По Максвеллу были рассчитаны скорости по наблюдениям двух пунктов: для трех высот в Новосибирске и для двух высот в Воейково.

Из таблиц видно, что ближе к наблюдаемым значениям оказались скорости, полученные путем снятия с кривых распределения вероятностей, спрямленных по методу Я. С. Гандина (графа B). Для отдельных высот по данным Новосибирска и Воейково расчетные скорости, возможные раз в 5 лет (а по станции Воейково и раз в 10 лет), совпали с действительной максимальной скоростью, отмеченной за этот период.

В Петропавловске-Камчатском расчетные скорости, полученные путем экстраполяции кривой распределения вероятностей, оказались выше, чем наблюдаемые на 1—3 м/сек. По-видимому, это объясняется тем, что расчеты для этой станции произведены только по четырехлетнему периоду и максимальные скорости (Γ) выбраны не за пятилетний, а за четырехлетний период. Следует заметить, что и спрямление кривых распределения в этом случае было хуже, чем по наблюдениям за пятилетний период в Новосибирске и в Воейково.

Расчетные скорости ветра, определенные по средней скорости с использованием закона Максвелла, получились несколько заниженными. По закону Максвелла получились удовлетворительные результаты для уровня 200 м по данным Воейково и для слоя 300—400 м по данным Новосибирска. Для Петропавловска-Камчатского расчет по закону Максвелла не проводился.

В слое 100—200 м расчетные скорости, полученные путем использования закона Максвелла, значительно отличаются от значений расчетных скоростей, полученных другими методами и оказываются ниже действительно наблюдаемых за короткий период. На высоте 500 м значения расчетных скоростей ветра, найденные двумя методами, тоже значительно отличаются друг от друга. Возможно, что при обработке наблюдений за больший период это расхождение в искомых величинах

будет еще больше; так как при увеличении периода наблюдений средняя скорость ветра — единственный параметр, входящий в формулу Максвелла, — изменится мало, а повторяемость больших скоростей ветра может возрасти.

Максимальные скорости ветра, рассчитанные по методу, примененному в [11], получились завышенными. Особенно завышенными они получаются, если в формулу (1) подставлять значение u_1 , равное расчетной скорости у поверхности земли, полученной Анапольской по данным многолетних наблюдений [1].

Это видно из табл. 1 и 2. В табл. 3 эти расчетные скорости для высот не приводятся, так как для Воейково в [1] расчетных скоростей не дано. Они рассчитаны для станций Ленинград, город ($u_1=16$ м/сек.) и Ленинград, порт ($u_1=24$ м/сек.). Следовательно, для города на высоте 200 м расчетная скорость, возможная раз в 5 лет, будет равна 26 м/сек., а для порта — 39 м/сек.

Расчетные скорости ветра на высотах, как и профили ветра, необходимо определить на более полном материале наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра над территорией СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
2. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Метеорология и гидрология № 10, 1954.
3. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Труды ВНМС, т. IV, (секция климатологии), 1962.
4. Будыко М. И. Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Метеорология и гидрология, № 2, 1946.
5. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоздат, Л., 1948.
6. Гандин Л. С. Проблема ветровых нагрузок на строительные сооружения. Труды ГГО, вып. 23 (85), 1950.
7. Гоптарев Н. П. Некоторые результаты градиентных исследований в районе Нефтяных камней. Труды ГОИН, вып. 36, 1957.
8. Гутерман И. Г. Статистика ветра. Тр. НИИАК, вып. 14, 1961.
9. Лайхтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР том. VIII, № I, серия геогр. и геофиз., 1944.
10. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1961.
11. Строительные нормы и правила, ч. II, раздел А, глава II. Госстройиздат, М., 1962.

В. И. ЛИПОВСКАЯ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО ТЕРРИТОРИИ СССР

Установлены основные закономерности распределения плотности снежного покрова по территории СССР и построена карта средней плотности снега, приходящейся на декаду с наибольшей высотой снежного покрова.

Снежный покров характеризуется тремя основными параметрами: высотой, плотностью и запасом воды. При этом последняя, чрезвычайно важная его характеристика, может быть получена лишь в том случае, если с достаточной точностью известны значения высоты и плотности снежного покрова. Плотность снежного покрова представляет значительный интерес для сельского хозяйства, для службы эксплуатации шоссейных и автомобильных дорог и для ряда других областей народного хозяйства. Кроме того, плотность снежного покрова входит в расчет снеговых нагрузок при проектировании различных строительных сооружений. Снеговая нагрузка p кг/м² определяется по формуле

$$p = \rho H,$$

где ρ — плотность снежного покрова в кг/м³, H — высота снежного покрова в метрах.

Распределение высот снежного покрова по территории СССР изучено в настоящее время довольно детально. Построены карты средней из наибольших декадных высот и наибольших декадных высот снежного покрова различной вероятности [1]. По этим картам высота снежного покрова может быть определена с достаточной точностью для любого района.

При определении снеговых нагрузок, принятых в настоящее время для всей территории СССР, была взята одинаковая плотность, равная 0,20 г/см³.

В дальнейшем карта снеговых нагрузок уточнялась в ЦНИИ строительных конструкций с привлечением более дифференцированных данных по плотности снежного покрова. Для этой цели по данным 140 станций за период от одного года до пяти лет были рассчитаны средние плотности для отдельных районов СССР (например, Прибалтика, Якутия, Красноярский край и т. д.), и на основании этих данных была уточнена карта снеговых нагрузок. Но так как число станций и период наблюдений, использованные при расчете плотности снежного покрова, были невелики, то и сами величины плотности носили ориентировочный характер. В связи с этим возникла необходимость более подробного на большем числе станций районирования территории СССР по плотности снежного покрова.

При построении карты были использованы данные около 800 станций. Величины плотности более чем для 200 станций рассчитаны из данных за отдельные годы. По территории СССР станции распределены неравномерно: на Европейскую часть приходится 390 станций, на Азиатскую территорию — 420 станций.

Такое неравномерное распределение станций приводит к тому, что в некоторых районах оказывается совершенно недостаточно станций. Это, в частности, относится к горным районам Кавказа и Средней Азии и северо-востока СССР.

Анализ многолетних данных по плотности снежного покрова производился непосредственно по карте путем сравнения данных соседних пунктов.

Величины, полученные путем расчета плотности из ежегодных данных, анализировались с помощью корреляционных графиков между запасом воды и высотой снежного покрова. Пример такого графика представлен на рис. 1.

Полученные зависимости для большинства станций представляются линейными функциями, за исключением редких случаев, когда разброс точек очень велик. Отдельные точки, не укладывающиеся на этих графиках, анализировались по ежегодным данным, сравнивались с данными близлежащих станций и, если такой анализ не подтверждал величину плотности на этой станции, то она исключалась из обработки.

Для расчета средней плотности, в силу ее сравнительно небольшой изменчивости, считается достаточным 10-летний период наблюдений.

Однако в связи с недостатком данных, в ряде случаев приходилось использовать и более короткие периоды.

После проведенного анализа подсчитывались средние величины плотности снежного покрова для каждой станции и полученные значения наносились на карту.

Наиболее показательными для характеристики снежного покрова являются данные, полученные на защищенных участках. Однако число таких станций недостаточно и поэтому при построении карты были также привлечены данные и открытых участков.

Для описания распределения плотности снежного покрова необходимо предварительно рассмотреть основные факторы, влияющие на формирование плотности снежного покрова.

Уплотнение снега происходит под влиянием различных факторов: силы собственной тяжести, изменений температуры, воздействий ветра.

Наиболее четкая связь установлена между изменением плотности и суммой положительных температур [2, 3]. В этих работах было установлено, что в интервале значений плотности от 0,27 до 0,36 одному градусу положительных температур соответствует увеличение плотности снежного покрова на 0,004 г/см³.

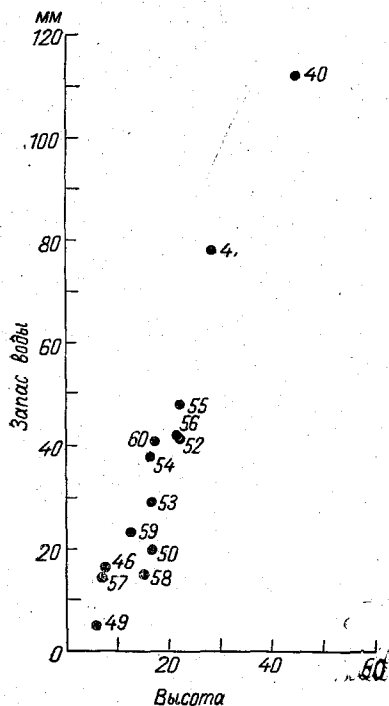


Рис. 1. Связь между запасом воды и высотой снежного покрова. Житомир.

✓
Плотность снежного покрова также зависит от продолжительности снегозалегания: она больше в тех районах, где снег лежит дольше. Средняя плотность снежного покрова по территории СССР изменяется от 0,15 г/см³ до 0,5 г/см³, т. е. примерно в три раза, в то время как высота снежного покрова может меняться в 8—10 раз.

В лесах умеренного пояса средние величины плотности колеблются от 0,20 до 0,23, на открытых участках они больше, 0,25—0,27 [4]. В горных районах величина плотности снежного покрова зависит главным образом от ориентировки склонов, высоты снежного покрова и высоты местности над уровнем моря. Так, например, для Большого Кавказа по мере увеличения высоты над уровнем моря наблюдается уменьшение плотности снежного покрова [5].

В течение зимы наиболее характерными являются величины плотности, приходящиеся на декаду наибольшей высоты снежного покрова и на декаду наибольшего запаса воды.

Основным материалом для построения карты плотности, приходящейся на декаду наибольшей высоты снежного покрова, представленной на рис. 2, послужили многолетние данные, а также данные, рассчитанные из ежегодных наблюдений по снегосъемкам и постоянным рейкам.

Несмотря на большое разнообразие условий залегания снежного покрова по территории СССР, в распределении плотности выявляются определенные закономерности.

На основании построенной карты четко определилась зависимость величин плотности снежного покрова от рельефа местности, что косвенным образом связано с той или иной степенью защищенности участка. Диапазон изменения величин плотности по территории оказался довольно значительным: от 0,14—0,16 г/см³ в малоснежных южных районах до 0,30 г/см³ на севере и 0,36 г/см³ на Камчатке.

В качестве общей закономерности можно отметить увеличение плотности снежного покрова с юга на север. Кроме того, в связи с большим влиянием физико-географических условий на плотность снежного покрова четко различаются по величине плотности низменности и долины рек.

Наибольшие величины плотности снежного покрова, более 0,30 г/см³, отмечаются на побережьях северных морей, хотя высота снежного покрова там не очень велика. Это обстоятельство связано с продолжительным периодом снегозалегания и уплотняющим действием ветра.

В западных и северо-западных районах Европейской территории СССР величины плотности снежного покрова лежат в пределах 0,20—0,22 г/см³, увеличиваясь до 0,24 на островах и в прибрежной полосе Финского и Рижского заливов.

Большую часть Европейской территории СССР занимают районы, имеющие среднюю плотность снежного покрова 0,24 г/см³ и более. Эти районы охватывают области от 47 до 57° с. ш.; меньшие величины плотности наблюдаются лишь на северо-западе СССР, в Прибалтике, в южной Белоруссии, Молдавии, на юге Украины и Поволжья. На возвышенностях (Среднерусская, Приволжская и Общий Сырт) плотность увеличивается до 0,28 г/см³. В долинах рек, в силу их большей защищенности, значения плотности имеют меньшие значения.

Увеличение плотности снежного покрова в Предуралье и на северном Урале (более 28 г/см³) хорошо согласуется с распределением высоты снежного покрова и определяется уплотнением снега под действием силы собственной тяжести.

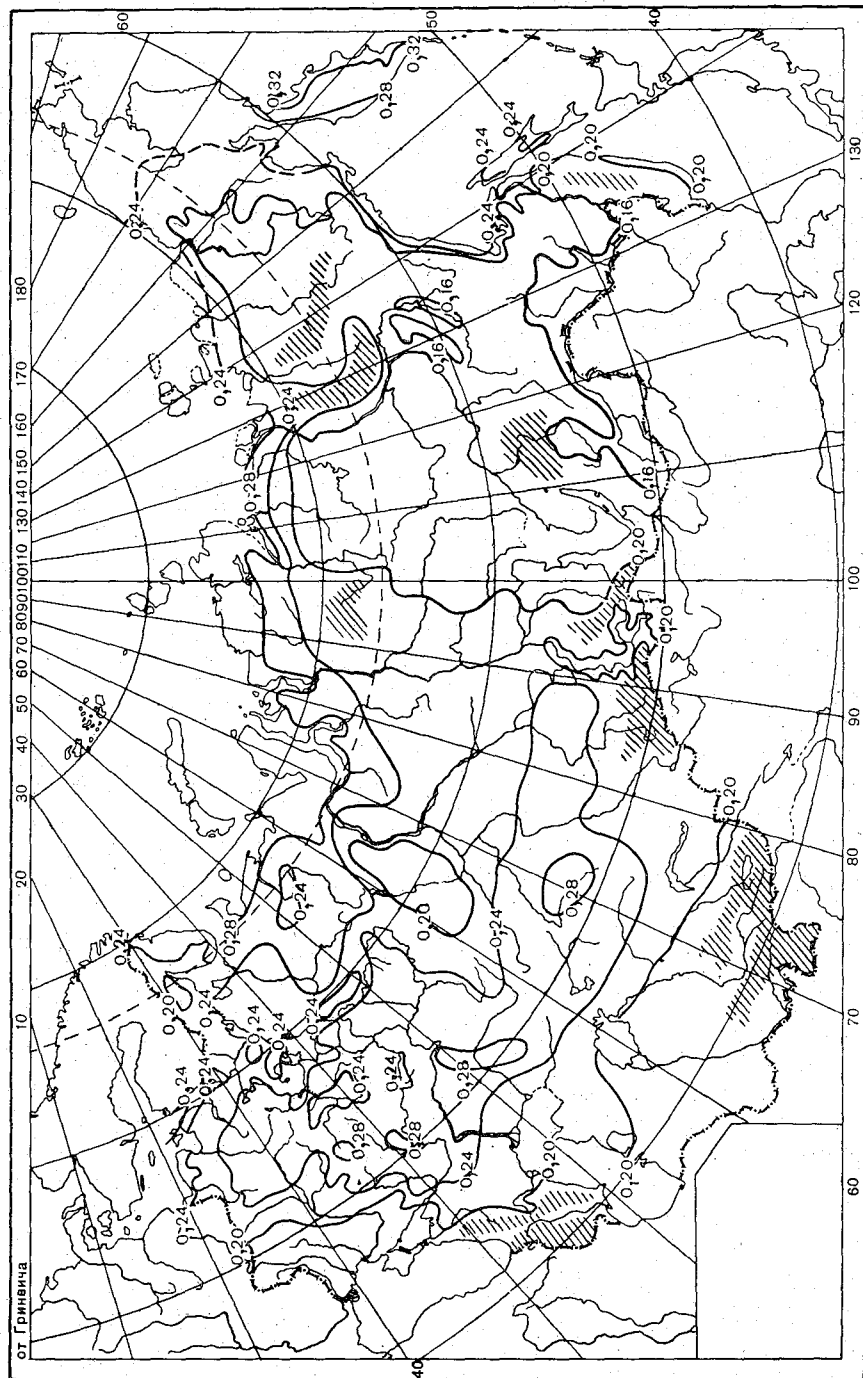


Рис. 2. Средняя плотность снежного покрова (при наибольшей декадной высоте).

Средняя и южная часть Урала характеризуются меньшими значениями плотности снега.

На Азиатской территории СССР распределение плотности снежного покрова также очень разнообразно.

В Западно-Сибирской низменности наименьшие величины отмечаются в Зауралье, 20 г/см^3 , что объясняется, во-первых, уменьшением высот снежного покрова за Уралом и, во-вторых, залесенностью территории (снежный покров более рыхлый).

Диапазон колебаний плотности на территории Западно-Сибирской низменности следующий: от $0,22 \text{ г/см}^3$ на юге до $0,30 \text{ г/см}^3$ на побережье Карского моря. На большей части территории этого района величины плотности составляют $0,22$ — $0,26 \text{ г/см}^3$.

Узкая полоса пониженной плотности снежного покрова (менее $0,22 \text{ г/см}^3$) на юге территории может быть связана с уменьшением высот снежного покрова и согласуется с пониженной средней годовой скоростью ветра, $2,5$ — 4 м/сек .

Весь северный Казахстан, особенно его возвышенная часть, характеризуется увеличением плотности снежного покрова до $0,28 \text{ г/см}^3$, несмотря на незначительные высоты снежного покрова. В этом случае уплотнение снега связано с большими скоростями ветра — вся эта территория относится ко второму, а частично и к первому ветровым районам со скоростями ветра 4 — 9 м/сек . [6]. Существенное влияние в уплотнении снега имеет также рельеф местности.

В южном Казахстане и на севере Средней Азии величины плотности невелики, что связано с малым количеством снега и неустойчивостью снежного покрова.

Небольшими значениями плотности характеризуется и Минусинская котловина.

На более низкой части Средне-Сибирского плоскогорья значения плотности снежного покрова колеблются от $0,18 \text{ г/см}^3$ до $0,20 \text{ г/см}^3$, а на побережье — до $0,26 \text{ г/см}^3$. В горной части АТС, в связи с большой высотой снежного покрова, должны наблюдаться и большие величины плотности, однако данные по этим районам практически отсутствуют, а имеющиеся станции характеризуют плотность снежного покрова только в долинах рек.

Особенно низкие значения плотности снега $0,14$ — $0,16 \text{ г/см}^3$ наблюдаются в долине р. Лены. На территории Якутии и Колымы станции имеются также только на низменных районах и в долинах рек. Распределение плотности снежного покрова в этих районах хорошо согласуется с распределением высот снежного покрова и средней годовой скорости ветра; величины плотности снега здесь порядка $0,20 \text{ г/см}^3$.

По мере продвижения на восток значения плотности возрастают до $0,30 \text{ г/см}^3$ на Чукотке. Побережье Охотского моря характеризуется величинами плотности $0,20$ — $0,24 \text{ г/см}^3$, причем градиент плотности в прибрежной полосе очень велик.

На большей части территории Забайкалья плотность снега незначительная, $0,16$ — $0,18 \text{ г/см}^3$, что связано с малыми высотами снежного покрова и небольшими скоростями ветра. В гористой части — Становое нагорье и северные районы Яблонова нагорья — можно предполагать увеличение плотности, хотя данные долинных станций этого увеличения не отмечают.

Прибрежные и равнинные районы Дальнего Востока имеют плотность снежного покрова от $0,16$ до $0,20 \text{ г/см}^3$.

Наибольшая плотность снежного покрова для всей территории СССР отмечается на Камчатке, особенно на северо-восточном ее

побережье, до $0,36 \text{ г/см}^3$, где и высота снежного покрова является также наибольшей.

Результаты сравнения плотности снежного покрова на открытых и защищенных участках представлены в табл. 1.

Таблица 1

Плотность снежного покрова на защищенных и открытых участках

Станция	Участок		Отношение
	защищен- ный	открытый	
Каргополь	0,21	0,22	0,96
Болотное	0,21	0,25	0,84
Леуши	0,19	0,22	0,87
Тара	0,26	0,28	0,93
Черемхово	0,18	0,20	0,90
Сретенск	0,14	0,16	0,87
Урюпинск	0,28	0,27	1,09
Коломак	0,26	0,26	1,00

Из табл. 1 видно, что плотность снежного покрова на открытых участках больше, чем на защищенных. Как правило, плотность на защищенном участке составляет $0,87—0,95$ ее величины на открытом участке. В южных районах, в частности на территории Ростовского УГМС и на юге Украины, наоборот, открытые участки имеют меньшую плотность, чем защищенные. Это, видимо, связано с тем, что в защищенных местах снег сохраняется дольше и за счет этого больше уплотняется.

На основании обработки и анализа материала по плотности снежного покрова можно сделать следующие выводы:

1. Плотность снежного покрова зависит от различных факторов: высоты снежного покрова, залесенности территории, скорости ветра, солнечной радиации, температурного режима.

2. Распределение плотности снежного покрова на территории СССР в значительной степени определяется физико-географическими условиями.

3. Величины средней плотности возрастают с юга на север; наибольшая плотность наблюдается на побережье северных морей, $0,28—0,32 \text{ г/см}^3$, и на Камчатке — до $0,36 \text{ г/см}^3$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Липовская В. И., Щербакова Е. Я. Наибольшие декадные высоты снежного покрова различной вероятности. Труды ГТО, вып. 161, 1964.
2. Дмитриева Н. Г. Расчет плотности снежного покрова по метеорологическим данным. Метеорология и гидрология, № 2, 1950.
3. Рудометов М. В. Расчет плотности снега по основным определяющим факторам. Труды УкрНИГМИ, вып. 19, 1959.
4. Паршин В. Н. Точность учета снеготопливных запасов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья. Труды ЦИП, вып. 30 (57), 1953.
5. Гуртовая Е. Е., Сулаквелидзе Г. К., Яшина Л. В. Закономерности распределения снежного покрова на большом Кавказе. Сб. «География снежного покрова». АН СССР, М., 1960.
6. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеоздат. Л., 1961.

Г. Ф. ИВЛЕВА

О РАСЧЕТНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ НАРУЖНОГО ВОЗДУХА ДЛЯ ОБЛЕГЧЕННЫХ КОНСТРУКЦИЙ

Статья посвящена вопросу районирования территории СССР по расчетным температурам наружного воздуха самых холодных суток и наиболее холодных трех дней.

При проектировании ограждающих конструкций основным параметром, определяющим теплоотдачу и теплозащитные их качества, является температура наружного воздуха.

В настоящее время при проектировании массивных конструкций широко используют расчетные температуры наружного воздуха самых холодных пяти суток, вычисленные из длительного ряда наблюдений.

Под расчетной температурой наружного воздуха понимают температуру воздуха, осредненную за определенный интервал времени. Из длительного ряда наблюдений (40—60 лет) выбирается 16% наиболее холодных зим, для каждой из которых выбирают наиболее холодные один, три или пять дней. Интервал осреднения зависит от массивности конструкций. Чем массивнее сооружение, тем большим должен быть интервал осреднения.

Как известно, все сооружения подразделяют на три типа: легкие, средние и массивные. В зависимости от типа зданий в расчет принимают соответственно среднюю температуру одного дня, трех или пяти наиболее холодных суток¹.

Ранее опубликованные данные о расчетных температурах наружного воздуха самых холодных суток являются ориентировочными и требуют значительного уточнения, которое и выполнено в настоящей работе. Кроме того в ней приводится районирование по расчетным температурам трех наиболее холодных суток.

В данной работе применена методика, разработанная Е. С. Рубинштейн [1]. Согласно этой методике, по данным станций с достаточно длинными рядами наблюдений (40—60 лет) выбираются 16% зим с наиболее низкими средними температурами одного дня и трех суток, наблюдаемых подряд, т. е. 6—10 зим. В районах, недостаточно освещенных с метеорологической точки зрения, использовались данные станций с рядами наблюдений 25—35 лет, включая зиму 1962-63 гг. На территории Советского Союза по наблюдениям метеостанций непосред-

¹ В дальнейшем для краткости изложения будем называть расчетную температуру наружного воздуха самых холодных суток однодневной, трех наиболее холодных суток — трехдневной, пяти наиболее холодных суток — пятидневной и обозначать соответственно t_1 , t_3 , t_5 .

ственным подсчетом определены t_1 и t_3 для 450 станций. Наиболее низкие t_1 отмечаются в обширной области Восточной Сибири, Средне-Сибирского плоскогорья и северной части Западно-Сибирской низменности. В этих районах t_1 понижается до -50 , -63° , а в северо-восточной части Казахстана и южной части Западной Сибири до -40 , -48° . В соответствии с распределением средних температур зимних месяцев на ЕТС и в центральном Казахстане значения t_1 повышаются

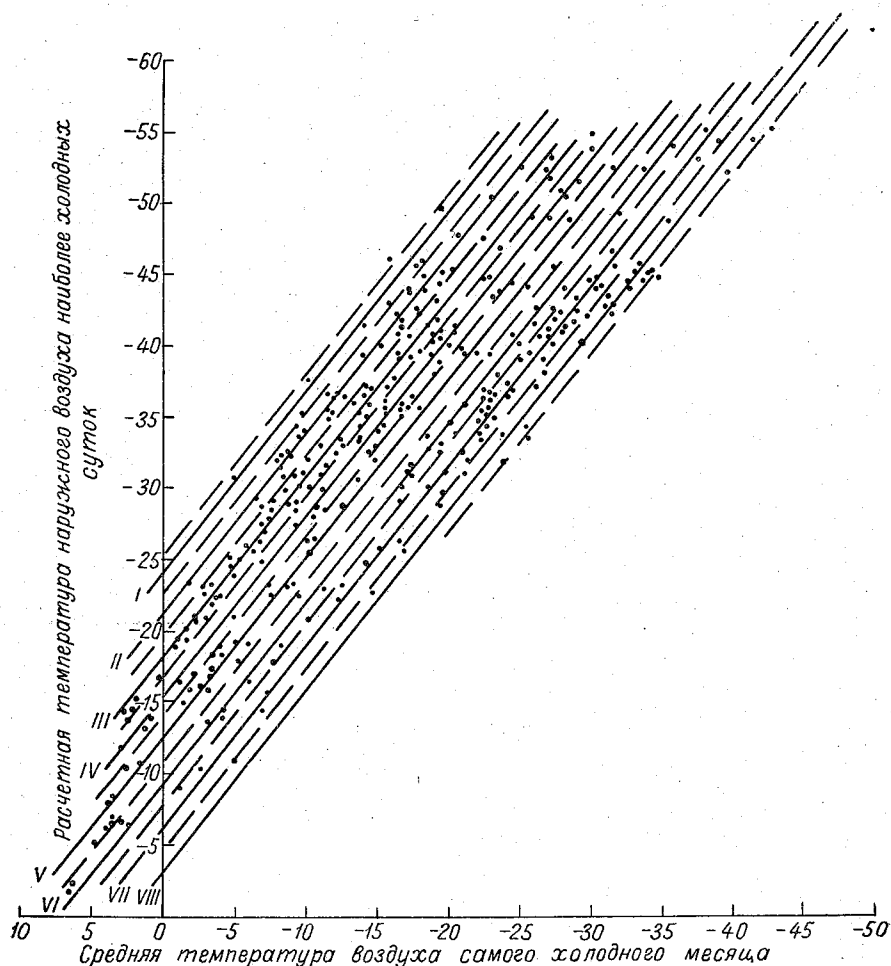


Рис. 1. График связи между средней температурой воздуха самого холодного месяца и расчетной температурой наиболее холодных суток.

в направлении с северо-востока на юго-запад от -40 до -30° . В Прибалтийских республиках, в Белоруссии, на Украине и в Нижнем Поволжье эти температуры изменяются от -30 до -20° .

Учитывая наличие многообразных форм рельефа на территории СССР, а в связи с этим и большое разнообразие в распределении температуры воздуха, данных по 450 пунктам недостаточно для исследования их распределения. Поэтому нами применено районирование по укрупненным градиентам. Анализ данных показал, что между средней многолетней температурой воздуха самого холодного месяца и расчет-

ными t_1 и t_3 существует линейная зависимость (рис. 1 и 2), которая может быть выражена соответствующими уравнениями:

$$\begin{aligned} t_1 &= 1,31 \bar{t}_{\text{с. х. м}} + A; \\ t_3 &= 1,25 \bar{t}_{\text{с. х. м}} + B, \end{aligned}$$

где $t_{\text{с. х. м}}$ — средняя температура воздуха самого холодного месяца; A и B — свободные члены, величины которых меняются в зависимости от района (табл. 1).

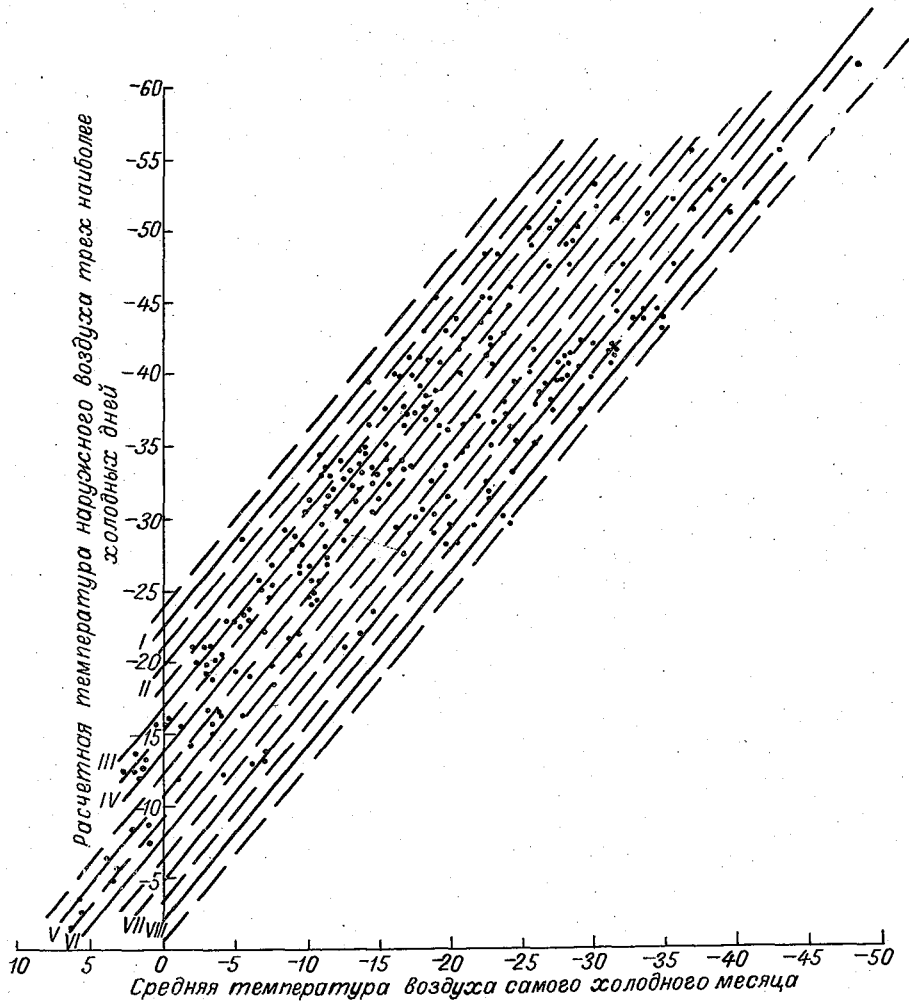


Рис. 2. График связи между средней температурой воздуха самого холодного месяца и расчетной температурой наиболее холодных трех дней.

Таблица 1

Район	A	Б	Район	A	Б	Район	A	Б
I	-24,2	-22,5	IV	-15,2	-13,5	VII	-6,2	-4,5
II	-21,2	-19,5	V	-12,2	-10,5	VIII	-3,2	-1,5
III	-18,2	-16,5	VI	-9,2	-7,5			

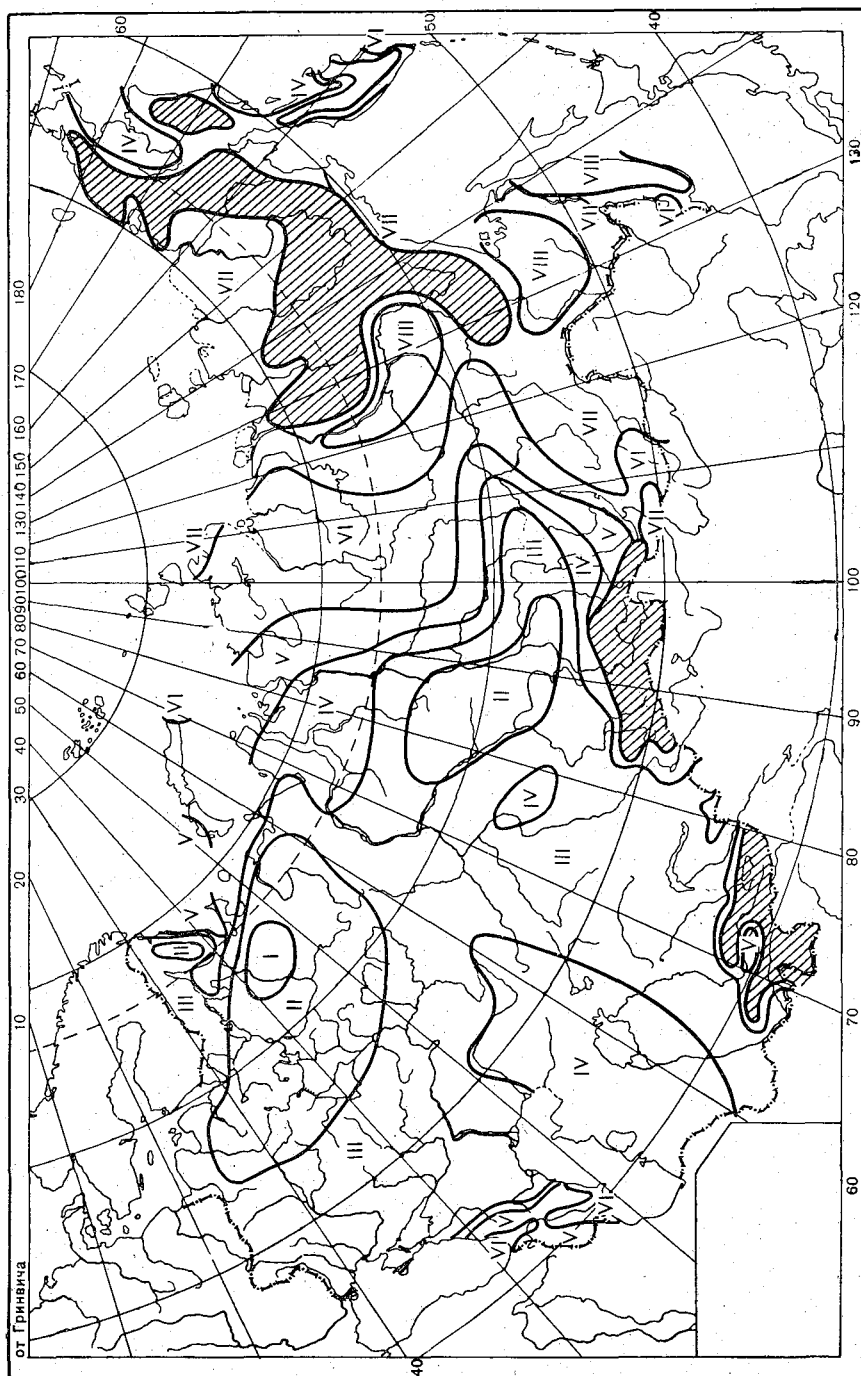


Рис. 3. Районирование по расчетной температуре наружного воздуха наиболее холодных суток.

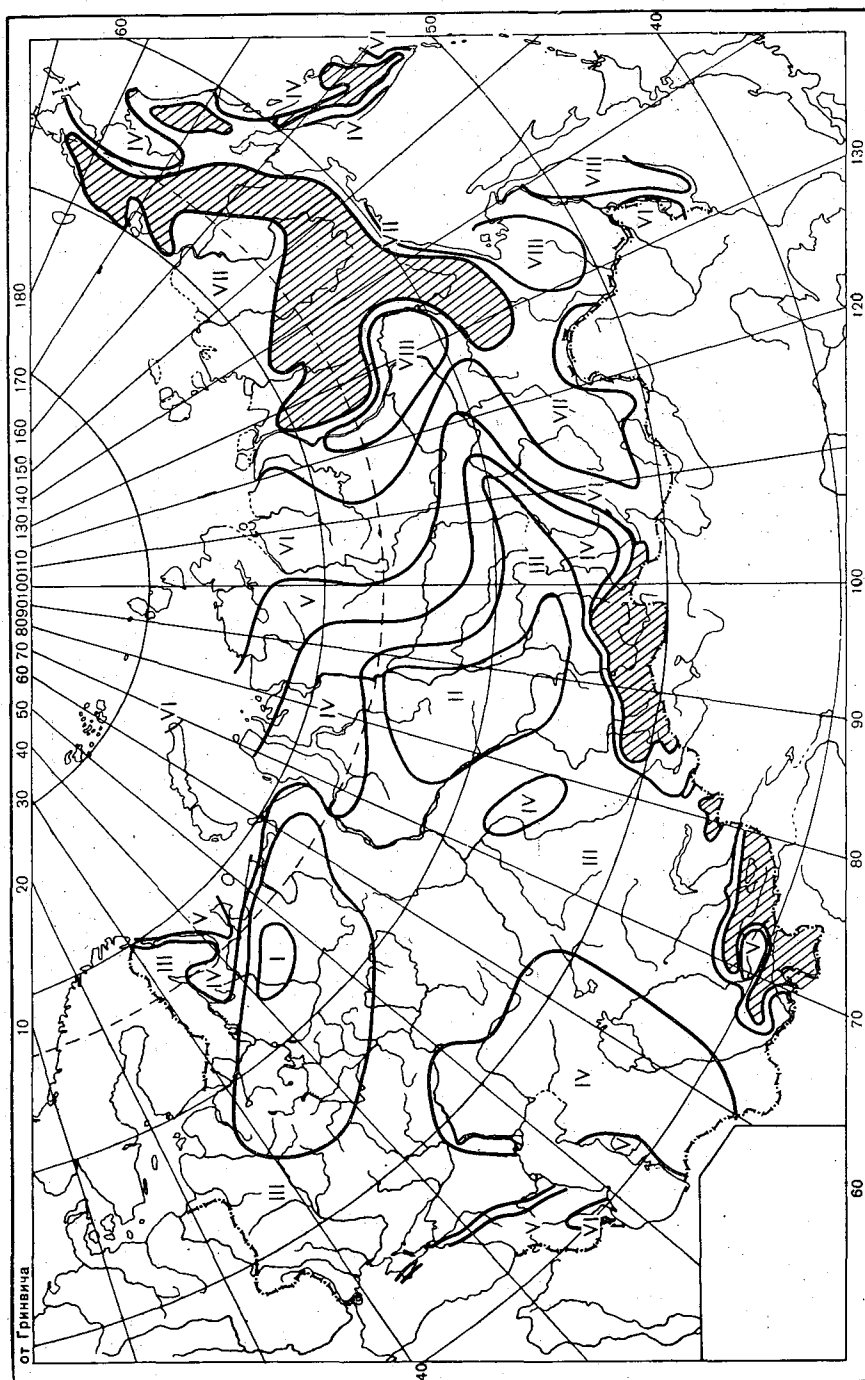


Рис. 4. Районирование по расчетной температуре наружного воздуха наиболее холодных трех дней.

На территории СССР было выделено восемь районов (рис. 3 и 4), распределение которых обусловлено связью средней температуры самого холодного месяца с отдельными значительными понижениями температуры, вызванными циркуляцией атмосферы и усиленными рельефом.

Как показывает опыт вычисления t_{p_1} и t_{p_3} , дата наиболее холодных суток в подавляющем большинстве случаев приходится на один из трех наиболее холодных дней. Поэтому характер распределения t_1 и t_3 по территории Союза идентичный.

Следует отметить большое разнообразие в распределении t_1 и t_3 на Кольском полуострове, на Камчатке, а также в предгорьях Северного Кавказа и горах Средней Азии и несколько меньше — в Красноярском крае, в Предбайкалье и Забайкалье.

При пользовании картами следует иметь в виду, что если пункт, для которого определяется t_1 или t_3 , попал на границу двух районов, то температуру следует вычислять по уравнению для района с более низкой температурой.

Обращает внимание район Прикубанской низменности, где значения t_1 достигают -20 , -23° , при средней температуре самого холодного месяца -2 , -4° , что свидетельствует о значительных понижениях температуры в этом районе.

Из ранее опубликованных работ [3] известно, что на территории Барабинской низменности намечается в зимний период как бы местный полюс холода. В распределении же расчетных температур такой закономерности не наблюдается и даже отмечается некоторое повышение их на $1-3^\circ$ (табл. 2).

Таблица 2

Станция	Средняя температура самого холодного месяца, град.	t_1 град.	Станция	Средняя температура самого холодного месяца, град.	t_1 град.
Тара	$-20,4$	-43	Томск	$-19,2$	-44
Барабинск	$-20,2$	-43	Новосибирск	$-19,0$	-42
Татарск	$-19,8$	-41	Васюганское	$-20,6$	-46

Причину такого распределения расчетной температуры t_1 выяснить не удалось. Представляет некоторый интерес сравнение значений абсолютного минимума температуры с температурой самого холодного дня. На большей части территории СССР разность этих значений составляет $6-10^\circ$. Это свидетельствует о том, что абсолютный минимум температуры воздуха является характеристикой продолжительного понижения температуры. По всей вероятности целесообразно специально исследовать вопрос длительности абсолютного минимума температуры воздуха и его связи с расчетной температурой самых холодных суток.

Выводы

1. При проектировании облегченных ограждающих конструкций, зданий следует рекомендовать районирование по расчетным температурам наружного воздуха самых холодных суток и трех наиболее холодных дней, приведенное в настоящей работе вместо ориентировочных данных, помещенных в СНИП.

Таблица 3

Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха		Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха	
	одного дня	трех дней		одного дня	трех дней
Архангельск	—36	—33	Вайгач, остров	—37	—35
Агинское	—39	—38	Васюганское	—46	—43
Абастумани	—18	—16	Валдай	—35	—32
Ай-Петри	—19	—17	Василевичи	—26	—24
Ай-Тодор	—7	—	Вентспилс	—23	—20
Алма-Ата	—27	—25	Великие Луки	—31	—29
Александровск-Сахалин-ский	—30	—29	Верхоянск	—63	—62
Алыгджер	—30	—	Верхне-Имбатское	—53	—50
Акша	—39	—37	Верхняя Томь	—43	—42
Анадырь	—43	—42	Вендинга	—43	—40
Анненково	—36	—34	Веребье	—34	—31
Анучино	—33	—	Верхняя Гутара	—38	—37
Ашхабад	—14	—12	Вильнюс	—27	—24
Атбасар	—41	—39	Вилсанди	—22	—19
Аральское море	—31	—29	Витим	—55	—54
Архара	—40	—38	Вилейск	—56	—54
Амазар	—45	—42	Владивосток	—25	—24
Аршан	—42	—	Вологда	—35	—33
Актюбинск	—37	—	Воронеж	—30	—29
Аскольдский маяк	—23	—	Волгоград	—29	—26
Апука	—34	—31	Волхов	—34	—31
Алушта	—12	—	Врангеля, остров	—39	—37
Ачинск	—46	—	Выборг	—30	—27
Ахалкалаки	—20	—	Вышний Волочек	—34	—31
Аян	—31	—30	Вяземская	—35	—32
Батуми	—2	—1	Гардабани	—10	—
Баку	—6	—5	Геническ	—23	—21
Байрам-Али	—15	—14	Гагринский хребет	—14	—
Барнаул	—43	—39	Горки	—30	—28
Балашов	—32	—30	Горис	—14	—12
Барабинск	—43	—41	Гош	—44	—43
Байтык	—22	—	Горячинск	—33	—32
Баунт	—42	—41	Горбица	—46	—45
Бабушкин	—30	—29	Гори	—15	—
Баяндай	—42	—41	Гридино	—31	—28
Баргузин	—44	—	Гродеково	—29	—28
Байкит	—53	—51	Гудаури	—20	—19
Бакуриани	—17	—	Гурьев	—30	—
Березово	—48	—46	Дамбуки	—46	—
Безенчук	—35	—33	Дербент	—12	—10
Бердянск	—22	—20	Джизак	—20	—19
Бисер	—39	—37	Джамбул	—31	—28
Бира	—34	—32	Джаркент	—31	—
Бикин	—36	—34	Джусалы	—29	—
Боровое лесничество	—37	—35	Дудинка	—51	—49
Бомнак	—45	—44	Душети	—12	—
Борзя	—42	—41	Евпатория	—20	—18
Бодайбо	—49	—48	Елабуга	—37	—35
Большое Голоустное	—34	—32	Елатама	—35	—32
Боржоми	—14	—	Екатерино-Никольское	—32	—31
Благовещенск	—37	—36	Ереван	—19	—18
Братск	—47	—46	Ерофей Павлович	—41	—40
Блинково	—18	—	Енисейск	—50	—49
Бурное	—33	—	Желания, мыс	—36	—35
Бысса	—43	—42	Жижгин, остров	—26	—24
Ванавара	—54	—52	Жиздра	—32	—29
			Зайсан	—36	—34

Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха		Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха	
	одного дня	трех дней		одного дня	трех дней
Земетчино	—34	—32	Кызыл-Арват	—18	—16
Зима	—46	—44	Кыра	—37	—35
Зимнегорский маяк	—31	—28	Кыз-Аульский маяк	—20	—17
Зилово	—39	—	Кюсюр	—55	—54
Зырянское	—44	—	Кяхта	—37	—36
Зюльзя	—47	—46	Коканд	—16	—
Игарка	—53	—51	Коби	—19	—
Илимск	—51	—49	Кзыл-Орда	—29	—27
Иргиз	—36	—33	Ленинград	—28	—26
Иро	—39	—38	Ленкорань	—7	—5
Иркутск	—40	—37	Ленинакан	—26	—24
Каргополь	—36	—34	Ленинабад	—16	—14
Казань	—35	—32	Лиеная	—23	—20
Казалинск	—30	—27	Ловозеро	—40	—35
Камышин	—30	—27	Лопатка, мыс	—14	—13
Каркаралинск	—36	—33	Лохвица	—28	—
Катон-Карагай	—34	—32	Лубны	—27	—
Канск	—46	—44	Махач-Кала	—19	—16
Казачинское	—48	—45	Малый Узень	—33	—31
Қандалакша	—33	—30	Марьяна Горка	—28	—25
Калакан	—49	—48	Мазаново	—44	—42
Карафтит	—42	—39	Марково	—51	—50
Карымская	—40	—	Малые Кармакулы	—32	—30
Кабанск	—35	—	Маре-Сале	—44	—42
Казбеги в/г	—26	—	Мамисони	—22	—
Каменец-Подольский	—24	—	Малиновка	—35	—
Карпинск	—43	—37	Мезень	—39	—37
Кемь	—32	—29	Мензелинск	—36	—34
Керки	—14	—12	Минусинск	—43	—42
Керчь	—18	—16	Михайловка	—42	—
Кежма	—53	—51	Моржовец, остров	—26	—24
Киров	—35	—33	Москва	—32	—29
Киев	—25	—24	Могилев	—29	—27
Кировоград	—25	—23	Могоча	—45	—
Кировобад	—9	—8	Мозгон	—43	—
Киренск	—52	—51	Млети Квети	—11	—
Кизляр	—22	—51	Мильково	—40	—39
Кисловодск	—19	—16	Мирзачуль	—21	—
Кигилях	—43	—41	Мухрани	—16	—
Ключи	—42	—40	Мта-Сабуети	—8	—
Клостер Кампский	—30	—28	Нарьян-Мар	—42	—39
Ключи (на Камчатке)	—40	—37	Нагаева бухта	—32	—
Конотоп	—29	—26	Нарын	—31	—30
Кокпекты	—40	—38	Наманган	—17	—15
Кокчетав	—39	—35	Напареули	—10	—
Кода	—37	—33	Начики	—38	—37
Койнас	—46	—44	Нерчинский завод	—44	—43
Котельный остров	—42	—40	Нерчинск	—45	—44
Котельниковский маяк	—36	—	Николаев	—22	—20
Краснодар	—24	—21	Нижний Тагил	—40	—37
Красноводск	—11	—9	Николаевск-на-Амуре	—38	—36
Красноярск	—44	—40	Николаевское	—32	—30
Кресты Таймырские	—51	—49	Никольское	—14	—12
Красный Чикой	—41	—40	Новгород	—31	—28
Куйбышев	—34	—31	Новосибирск	—42	—41
Курск	—29	—28	Нор-Баязет	—22	—20
Кустанай	—40	—38	Норский склад	—44	—43
Кутаиси	—4	—	Новая Ладога	—35	—32

Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха		Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха	
	одного дня	трех дней		одного дня	трех дней
Облучье	—39	—38	Святой Нос	—23	—22
Одесса	—19	—18	Свирица	—34	—31
Огорон	—41	—39	Свердловск	—37	—34
Оймякон	—63	—62	Семипалатинск	—41	—39
Октябрьский Городок	—33	—31	Севастополь	—14	—12
Омск	—41	—39	Симферополь	—20	—17
Олекминск	—53	—51	Сковородино	—43	—39
Ольга	—23	—21	Слюдянка	—31	—
Олонец	—38	—34	Сортавала	—31	—28
Оловянная	—41	—40	Сочи	—5	—4
Онега	—37	—34	Софийский Прииск	—45	—44
Оренбург	—35	—33	Соловки	—28	—26
Орджоникидзе	—19	—17	Сосновец, остров	—28	—26
Орск	—36	—34	Совгавань	—29	—
Орлик	—41	—	Сосновка	—38	—37
Орлингга	—49	—48	Сретенск	—46	—44
Орловский поселок	—46	—	Средне-Колымск	—54	—52
Отрада	—37	—34	Ставрополь	—23	—21
Ош	—17	—16	Сухуми	—4	—2
Паданы	—34	—31	Сургут	—48	—44
Павлодар	—39	—37	Сухановка	—37	—32
Петрозаводск	—33	—30	Судак	—15	—
Пенза	—33	—30	Сюркум	—26	—24
Пермь	—39	—35	Таллин	—25	—22
Петропавловск-Камчат- ский	—22	—21	Тарту	—29	—26
Петропавловск	—40	—38	Тара	—43	—40
Песчаная Бухта	—32	—30	Ташкент	—18	—16
Петровский завод	—43	—41	Тайга	—43	—41
Преображенское	—10	—	Татарск	—41	—39
Пикан	—44	—43	Тарханкут, маяк	—17	—15
Пинега	—42	—40	Тбилиси	—10	—9
Порецкое	—35	—33	Термез	—14	—12
Полтава	—27	—25	Теджен	—14	—13
Покровск	—55	—53	Темир	—34	—32
Поворотный маяк	—21	—	Тендра, маяк	—20	—
Пограничный	—26	—	Тикси, бухта	—46	—45
Пржевальск	—16	—14	Тунгокочен	—46	—
Проведения, бухта	—35	—33	Ткибули	—10	—
Преображенья, остров	—45	—43	Тобольск	—42	—38
Преображенка	—52	—50	Томмот	—54	—53
Приморская оп. ст.	—34	—	Троицко-Печорское	—46	—41
Псков	—31	—28	Туркестан	—26	—23
Пудож	—35	—34	Томск	—44	—42
Пышкино-Троицкое	—45	—43	Туруханск	—55	—53
Пярну	—26	—23	Тургай	—36	—34
Пятигорск	—21	—19	Тура	—57	—56
Разнаволоок	—31	—28	Тулун	—45	—43
Рига	—25	—23	Тургутуй	—34	—
Рязань	—33	—30	Тунка	—40	—
Салехард	—45	—43	Турткуль	—24	—
Самарканд	—17	—15	Тыкан Уркан	—41	—40
Сангар	—53	—52	Тюлькубас	—21	—
Санага (Ключевская)	—44	—	Троицкое	—35	—33
Сакареджо	—9	—	Ульяновск	—37	—35
Сакара	—7	—	Улан-Удэ	—42	—40
Самтредия	—5	—	Умань	—26	—23
Сарканд	—32	—	Урюпинск	—32	—29
			Уральск	—33	—30

Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха		Станция	Расчетная температура (град.) наружного воздуха	
	одного дня	трех дней		одного дня	трех дней
Ургенч	-21	—	Цакир	-40	—
Усть-Шугор	-50	-46	Целиноград	-39	-36
Усть-Каменогорск	-42	-40	Ципа	-10	—
Усть-Уса	-44	-41	Чаква	-2	—
Усть-Цильма	-44	-41	Чарвак	-17	—
Усть-Мая	-56	-54	Червак	-41	-36
Усть-Камчатск	-33	-30	Челябинск	-35	-33
Усть-Баргузин	-37	—	Черняево	-43	-42
Усть-Хайрюзово	-36	-34	Черинай	-31	-30
Усть-Большереецк	-29	-26	Чекунда	-45	-44
Усть-Енисейский порт	-49	-47	Челюскин, мыс	-44	-42
Уэллен	-40	-38	Чита	-41	-40
Феодосия	-19	-17	Чимбай	-25	-22
Ферганат	-16	-15	Чимкент	-21	—
Форт Шевченко	-18	-17	Чумикан	-32	-30
Фрунзе	-27	-25	Шалаурова, мыс	-43	-42
Харьков	-28	-25	Шимановская	-42	-41
Харауз	-33	-30	Шмидта, мыс	-42	-40
Хабаровск	-34	-32	Экимчан	-46	-44
Хатанга	-53	-51	Эмба	-34	—
Хамар Дабан	-33	—	Явленка	-41	—
Хилок	-41	-40	Якутск	-58	-56
Хоринск	-41	-39	Ялта	-8	—
Хорлы	-23	—			

2. Данные табл. 3, содержащей значения t_1 и t_3 для различных пунктов СССР, следует поместить в СНИП для использования при проектировании.

3. Полученные данные расчетных температур наружного воздуха могут быть использованы при некоторых расчетах металлических конструкций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рубинштейн Е. С. Методика определения расчетных температур для проектирования ограждающих конструкций зданий. Сб. статей «Вопросы прикладной климатологии». Гидрометеиздат, Л., 1960.
2. Фокин К. Ф. Расчетные температуры наружного воздуха. Стандартгиз, М., 1946.
3. Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4, Западная Сибирь. Гидрометеиздат, Л., 1962.
4. Строительные нормы и правила, часть II, раздел А, глава 6. Госстройиздат, М., 1963.

А. А. ГЕРБУРТ-ГЕЙБОВИЧ, В. К. ЛИЦКЕВИЧ

ОБ ОЦЕНКЕ КЛИМАТА В ТИПОЛОГИИ ЖИЛИЩ¹

Излагаются основные принципы методики оценки климата в типологии жилищ, разрабатываемой в ЦНИИЭП жилища. По ряду мест приводятся данные о климатических условиях, определяющих основные типологические черты жилища.

Климатические условия оказывают существенное влияние на жилые дома, на их архитектурно-планировочные и конструктивные решения, а также и на их оборудование (например, на устройство подсобных помещений в квартирах, балконов и лоджий, отопительных и охлаждающих систем и т. п.). Важнейшим критерием для оценки соответствия устройства жилища внешним условиям является микроклимат помещений и прежде всего его тепловая составляющая. Это хорошо показано в работах В. Е. Коренькова [6] и некоторых других авторов [2, 4].

Учет климатических условий при типовом проектировании ведется согласно карте строительно-климатического зонирования [8], созданной на основе карты климатического районирования СССР [7]. В основу этой карты положены изотермы января и июля, скорость ветра за три зимних месяца и относительная влажность воздуха в июле как климатические показатели, во многом определяющие выбор архитектурно-планировочных и иных средств, способствующих обеспечению теплового комфорта в жилищах. В районировании, таким образом, отсутствует учет комплекса воздействующих на жилище климатических факторов, а также учет продолжительности воздействия тех или иных характерных комплексов, что, по нашему мнению, является необходимым для решения вопросов, связанных с природно-климатической типологией жилищ. Остановимся на выдвинутых положениях подробнее.

1. Учет продолжительности воздействия наиболее характерных сочетаний климатических факторов. К чему приводит отсутствие такого учета, видно из следующих примеров. Так, в климатическом подрайоне IIIБ и в южной части IIIБ в квартирах не делаются веранды и лоджии, хотя, как это показал Н. Г. Устинов [10], продолжительность периода пользования ими здесь такая же, как в строительно-климатической зоне IV, где их устройство обязательно; в результате ограничивается возможность пребывания людей на открытом воздухе в теплую половину года, когда условия вне помещения бывают часто более комфорт-

¹ Статья печатается в порядке обсуждения. Предлагаемая авторами методика оценки климата в типологии жилищ, а также критерии, определяющие различный режим эксплуатации помещений, обсуждались на семинаре отдела климатологии ГГО и вызвали ряд возражений. — Ред.

ными, чем в помещении. Известно, что в северных районах применяют обычные конструкции окон, несмотря на то что в течение продолжительного отопительного периода из-за сильных ветров здесь необходима полная герметизация оконных проемов, а короткое прохладное лето не требует обязательного применения окон с раскрывающимися створками. Эти обстоятельства свидетельствуют о целесообразности применения в указанных районах специальных герметичных заполнений оконных проемов (например, стеклопакетов).

2. Комплексный учет климатических факторов. Недоучет в зонировании, а следовательно, и в практике строительства жилищ сильных, имеющих постоянное направление зимних ветров в Северном Казахстане, в Донбассе, на Северном Кавказе и в других местах приводит к резкому ухудшению микроклимата жилых помещений, обращенных на наветренную сторону, температура в жилище иногда снижается до $10-12^{\circ}$. Приведем еще пример, подтверждающий необходимость повсеместного комплексного учета климатических факторов, действующих на жилище. Так, в пределы климатического подрайона IV входят такие различные по климату города, как Братск и Хабаровск. В Хабаровске, например, наблюдается в три раза больше «перегревных» дней, чем в Братске. Это объясняется различным температурно-влажностным режимом лета, который и определяет нарушение в летние месяцы теплового комфорта в жилищах, лишенных сквозного проветривания (согласно СН и П [8], оно здесь не проектируется).

Рассмотренные выше положения являются основой разрабатываемой в ЦНИИЭП жилища и кратко описываемой в настоящей статье методики оценки климата для обеспечения теплового комфорта в жилище. Методика состоит из следующих трех разделов: оценки воздействия климата на жилище, анализа климатических данных, районирования с учетом особенностей климата.

Оценка воздействия климата на жилище

Известно, что на микроклимат помещений влияет комплекс следующих климатических факторов: температура, влажность, ветер, прямая солнечная радиация и осадки. Для проектирования жилищ необходимо определить меру воздействия каждого из этих факторов и их сочетаний на жилище, т. е. выявить характерные погодные условия, определяющие устройство жилищ. Например, условия, создающие переохлаждение или перегрев в жилище, требующие обязательной изоляции жилища от внешней среды и др.

Жилище, как правило, рассчитывается на использование в течение круглого года. В зависимости от сезонов на большей части территории земли меняется эксплуатационный режим жилища, т. е. характер связи помещений с внешней средой. Поэтому, принимая во внимание инерционные качества зданий, необходимо выделить основные типы этой связи, составляющие соответствующие режимы эксплуатации зданий.

Нами выделяются три основных режима эксплуатации жилищ.

1. Закрытый. Длительная изоляция помещений от внешней среды, для поддержания комфорта необходимо специальное отопительное или охлаждающее оборудование.

2. Открытый. Преобладает постоянная, непосредственная связь помещений с внешней средой, для поддержания комфортных условий в помещении не требуется специальных технических средств (отопления, кондиционирования, побудительной вентиляции и т. д.).

3. С м е ш а н н ы й. Возможно попеременное пользование обоими режимами, поддержание комфортных условий в помещении может быть обеспечено различными периодически используемыми регулирующими устройствами.

В Советском Союзе каждый из выделенных режимов наблюдается в течение определенного периода года, обычно достаточно продолжительного для того, чтобы с ним считаться при выявлении основных типологических черт жилища. Поэтому наиболее существенным качеством жилища, определяющим его «климатический» тип, можно считать совокупность средств, обеспечивающих комфортные условия проживания при всех возможных в данном месте эксплуатационных режимах.

Режим эксплуатации жилищ определяется погодными условиями. Для определения климатических границ основных режимов и характеристики качества отдельных периодов в пределах каждого режима необходимо рассмотреть отдельные климатические факторы и классифицировать их применительно к типологии зданий.

Температура оказывает решающее влияние на тип жилища, во многом определяя характер связи жилища с внешней средой.

При открытом режиме помещений температура в жилище весьма близка к температуре наружного воздуха и следует за ее изменениями. Поэтому в этом случае оценка температурного режима внешней среды по характеру его воздействия на человека будет определяющей. Основываясь на том, что в силу тепловой инерции здания изменение наружной температуры на 2° в ту или иную сторону не вызовет значительных нарушений теплового комфорта соответствующе одетого человека, находящегося в помещении, мы принимаем при открытом режиме помещений для температурной шкалы градацию в 4° . Следует отметить, что комфорт в жилище при указанном режиме достигается в основном различными архитектурно-планировочными приемами, позволяющими регулировать проветривание помещений.

При закрытом (в меньшей мере при смешанном) режиме помещений тепловой комфорт в жилище, как указывалось, создается в основном за счет теплотехнических качеств ограждающих конструкций и работы оборудования (отопления, вентиляции, кондиционирования и др.). Следовательно, значение температурных градаций для типизации при этих режимах будет зависеть от интервалов расчетных наружных температур, принимаемых при теплотехнических расчетах конструкций и оборудования. Согласно практике теплотехнических расчетов, можно считать, что минимальный интервал при типизации указанных элементов приблизительно равен 4° . С ростом теплозащитных качеств ограждений и мощности отопительных устройств тепловая инерция зданий увеличивается. Поэтому при отрицательных температурах ниже -4° целесообразно увеличить температурные градации до 8° , при температурах ниже -36° даже до 12° .

Относительная влажность воздуха. Известно, что влажность воздуха оказывает наибольшее воздействие на человека и на конструкции зданий при положительных, особенно при высоких положительных температурах. При отрицательных температурах в связи с малым влагосодержанием воздуха влияние относительной влажности на микроклимат жилища значительно меньше. Комфортные условия для человека создаются при температуре воздуха 24° и относительной влажности 30—50%. При температуре воздуха близкой и несколько ниже нуля и высокой температуре (выше 24°) важное значение приобретает более точный учет относительной влажности для проектирования конструкций и оборудования. Поэтому для температуры -4° и

выше нами выделены следующие градации относительной влажности: 0—30, 30—50, 50—70, 70—100%.

При более низких температурах практически можно иметь две-три градации относительной влажности и особо учитывать только влажность, близкую к точке росы (70—100%).

Ветер при закрытом режиме помещений обычно отрицательно влияет на их микроклимат, вызывая чрезмерную инфильтрацию холодного (или горячего) воздуха в помещении, но при открытом и особенно смешанном режимах, если температура выше 20°, он является положительным фактором, усиливающим токи воздуха, способствующие охлаждению. Нами принята следующая шкала скоростей ветра: 0—2, 3—5, 6—12, более 12 м/сек. Ветры скоростью 0—2 м/сек. практически почти не учитываются при устройстве жилищ. Наиболее успешно проветривание помещений осуществляется при ветрах 3—5 м/сек., что в условиях нашей страны особенно важно летом при открытом и смешанном режимах помещений; значительное увеличение инфильтрации через ограждение жилых зданий обычно возможно при скорости ветра 12 м/сек.; ветры скоростью более 12 м/сек. требуют специального расчета прочности некоторых элементов зданий (оконных заполнений, солнцезащитных устройств и др.).

Для типологии жилищ достаточно учитывать направление ветра по 8 румбам, так как практически размещение зданий на участках и изменчивость направления ветров не могут быть учтены с достаточной точностью.

Направление ветра учитывается при привязке зданий на месте строительства, а при районировании оно не учитывается.

Очень велико влияние солнечной радиации и осадков на жилища. Однако еще не определены обобщенные показатели указанных элементов, которые можно было бы непосредственно учитывать в типизации. Учет этих факторов является задачей дальнейших исследований.

Совмещением шкал описанных климатических элементов образуется классификация важнейших метеорологических комплексов, влияющих на устройство жилищ.

Анализ климатических данных

Предлагаемая классификация климатических элементов построена без учета продолжительности воздействия тех или иных погодных условий. Метеорологические условия непрерывно меняются и поэтому классификация применима только для оценки погоды момента¹.

Учет сравнительно кратковременных климатических воздействий (например, температура самого холодного дня и пятидневки) в настоящее время применяется при проектировании жилищ, при определении мощности отопления и оценке теплотехнических свойств ограждающих конструкций и некоторых других качеств жилища. Одной из задач типологии является накопление и обобщение данных о влиянии кратковременных метеорологических воздействий на жилище. Однако на современной стадии развития природно-климатической типологии жилища учет длительных климатических воздействий не только не утрачивает своего значения, но, наоборот, является определяющим при решении общих типологических вопросов: определения планировки квартир, выбора типа оборудования, конструкций и т. п. Отметим, что практически

¹ Длительность погоды момента практически определяется продолжительностью метеорологического наблюдения.

в настоящее время при решении архитектурно-планировочной организации жилища принимаются во внимание погодные условия, повторяемость которых составляет не менее 15—25% длительности года (60—90 дней, или 2—3 месяца).

Подсчет повторяемости тех или иных характерных метеорологических комплексов можно вести по методу комплексной климатологии [11]. При использовании этого метода для наших целей анализ погодных условий отдельных пунктов производится на основе описанной выше классификации метеорологических условий. При этом должны быть раскрыты не только сезонные закономерности хода погоды, но и суточные изменения температуры, влажности воздуха и других элементов.

Практика эксплуатации жилищ показывает, что на изменения режима помещений в течение суток (открытого, закрытого, смешанного) будут влиять суточные амплитуды температуры, превышающие 12° , и изменения относительной влажности воздуха на 20—30%. Такие ежесуточные колебания температурно-влажностного режима будут оказывать влияние и на долговечность и теплотехнические качества конструкций и оборудования зданий, особенно если они сопровождаются переходами температуры через 0° . При этом режим влажности наружного воздуха целесообразно выразить сочетанием ночной и дневной относительной влажности воздуха, а при температурах ниже -4° — только дневной, поскольку в последнем случае даже при полном насыщении влагосодержание наружного воздуха мало, что следует иметь в виду при устройстве жилищ.

В комплексной климатологии климат характеризуется классами погоды. Для наших целей за определенный класс погоды можно принять метеорологические условия, соответствующие тому или иному режиму эксплуатации помещений.

На основании многочисленных гигиенических и теплофизических исследований [3, 4, 12, 13] нами выделяются следующие классы погоды:

1. **Холодные.** Соответствуют закрытому режиму помещений с необходимостью их отопления, характеризуются среднесуточными наружными температурами ниже 4° .

2. **Прохладные.** Соответствуют смешанному режиму помещений с необходимостью в основном защиты жилища от переохлаждения, характеризуются среднесуточными температурами от 4 до 12° или более высокими температурами (до 20°) при дискомфортной для человека влажности или скорости ветра более 5 м/сек.

3. **Комфортные.** Соответствуют открытому режиму помещений и характеризуются среднесуточными температурами от 12 до 28° при комфортной для человека влажности воздуха и скорости ветра не более 5 м/сек.

4. **Теплые.** Соответствуют смешанному режиму помещений с необходимостью защиты от перегрева и характеризуются среднесуточными температурами от 28 до 32° или более низкими (не менее 20°) при дискомфортной для человека влажности воздуха или скорости ветра более 5 м/сек.

5. **Жаркие.** Соответствуют закрытому режиму помещений с необходимостью их охлаждения и характеризуются среднесуточными температурами выше 32° .

Предлагаемая авторами классификация погодных условий приведена на рис. 1. Отметим, что при выделении классов погоды границы между ними установлены в некоторой степени приблизительно и в дальнейшем могут быть уточнены. Однако метеорологические условия,

характеризующие каждый класс погоды в целом, полностью подтверждаются практикой эксплуатации жилищ.

Анализ климата, проводимый по отдельным пунктам методом комплексной климатологии, покажет вероятную повторяемость погоды

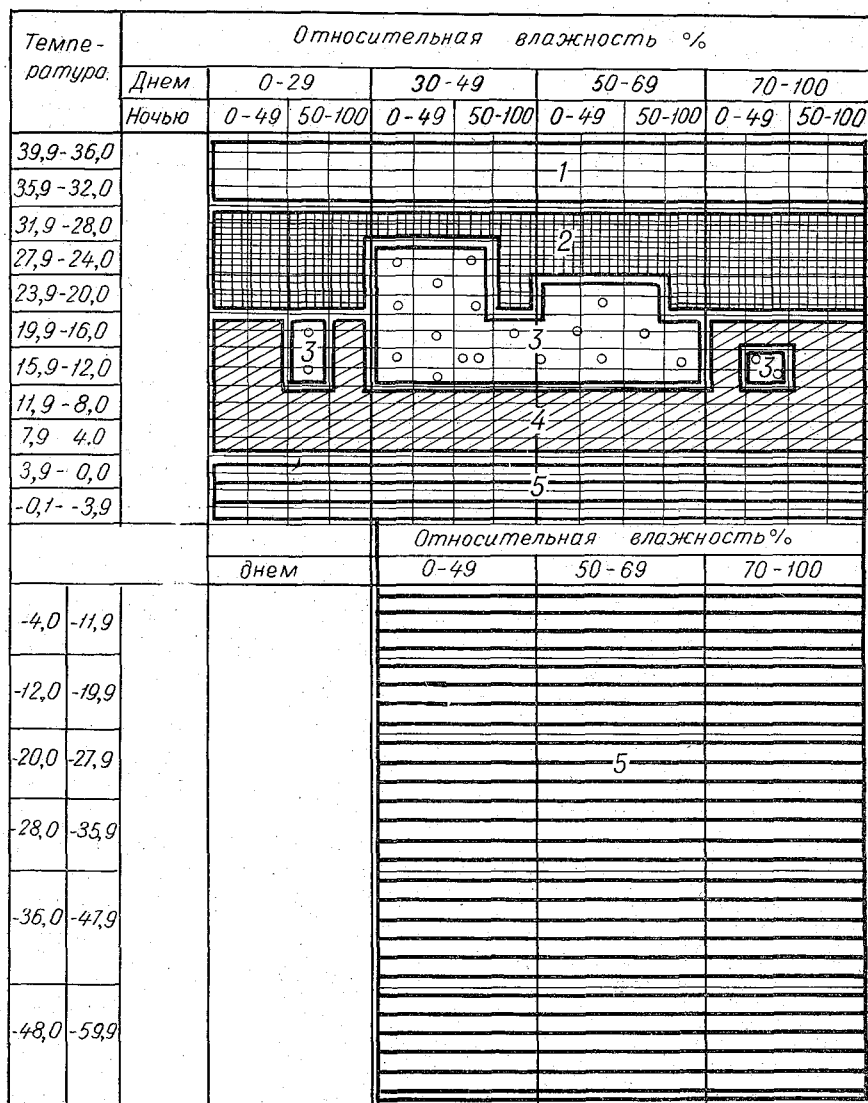


Рис. 1. Классификация погодных условий (суточных климатических характеристик).

1 — жаркие, 2 — теплые, 3 — комфортные, 4 — прохладные, 5 — холодные погоды

различных классов, динамику хода погод в течение года и характерные погоды того или иного времени года. На основании этих данных можно будет судить о вероятной продолжительности погод различных классов. В качестве примера подобный подсчет выполнен нами для метеостанций Воркута, Москва (обсерватория МГУ), Владивосток, Алма-Ата, Чаква и Ашхабад (рис. 2).

Анализ полученных результатов показывает, что холодная погода в Воркуте составляет 73% длительности года, а комфортная и теплая — всего 5%. Этим определяются такие характерные черты жилища Заполярья, как отсутствие открытых помещений (балконов и т. п.), необходимость круглогодичного отопления и высокие требования к тепло-

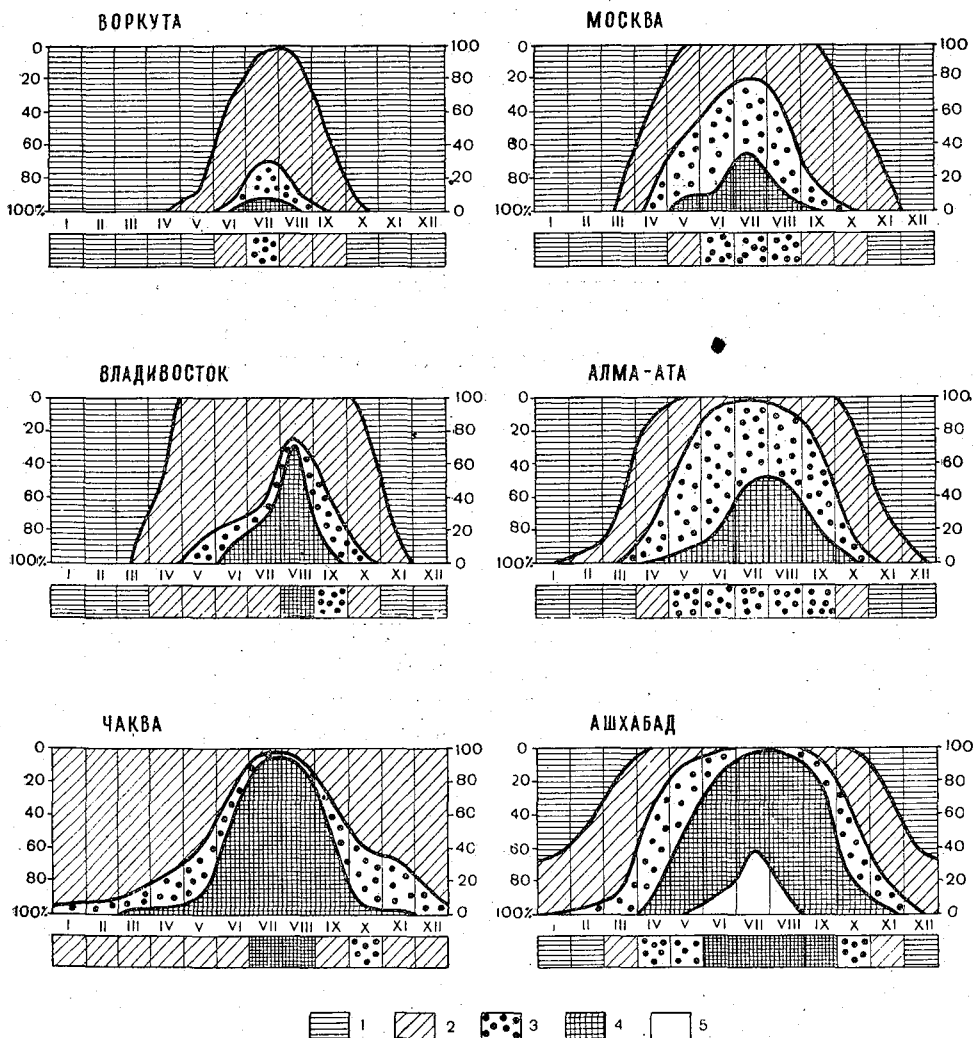


Рис. 2. Характеристика климата по данным непосредственных наблюдений (верхний рисунок) и по средним месячным данным (нижний рисунок) для различных пунктов. 1 — холодные погоды или сезон, 2 — прохладные погоды или сезон, 3 — комфортные погоды или сезон, 4 — теплые погоды или сезон, 5 — жаркие погоды или сезон.

изоляционным качествам ограждающих конструкций зданий. В Москве и Владивостоке период с преобладанием холодной погоды значительно короче (только 44% длительности года), а с комфортной и теплой в сумме составляет 16% длительности года. В таких условиях целесообразно устройство балконов, хотя требование надежной теплоизоляции зданий сохраняет свое значение. В Алма-Ате холодная погода наблюдается только в 37% времени года; значительно возрастает

число дней с теплой погодой (12% дней в течение года) и с комфортной (28% длительности года). По климатическим условиям, определяющим тип жилища, г. Алма-Ата является одним из лучших мест. Здесь весьма целесообразны открытые помещения (балконы, веранды, лоджии), но необходимо устройство и центрального отопления. При этом вряд ли нужно повышать степень теплоизоляции ограждающих конструкций как из-за менее продолжительного и более мягкого отопительного периода, так и из-за длительного периода с комфортной и теплой погодой. Чаква и Ашхабад относятся к наиболее южной строительно-климатической зоне IV [8]. Здесь весьма значительную часть года (более 25%) господствуют перегревные условия, теплая и жаркая погода (последняя только в Ашхабаде). В холодную половину года в этих пунктах преобладает прохладная и холодная погода. Обязательными требованиями к жилищу здесь является сквозное проветривание в квартирах, облегчающее борьбу с перегревом летом, и строительство открытых помещений, на которых в летние месяцы часто микроклимат бывает более комфортным, чем в помещении. При расчете конструкций зданий вместо расчета на термическое сопротивление следует производить расчет на теплоустойчивость. Здесь желательно применение малоинерционных, хорошо регулируемых систем отопления.

Для решения общих вопросов типологии жилищ первостепенное значение имеет оценка наиболее важных климатических закономерностей, оказывающих воздействие на жилище, и учет их в пределах крупных территорий. Поскольку в этом случае, как уже говорилось, практический интерес представляют только такие погодные условия, которые характерны для достаточно длительного времени (60—90 дней), целесообразно использовать при оценке климата наряду с данными за отдельные дни и средние месячные климатические показатели. При этом характеристики отдельных пунктов, полученные по средним месячным данным, должны быть скорректированы с аналогичными характеристиками в пределах определенных территорий, полученными путем обработки данных описанным выше методом.

Пример подобной корреляции можно видеть на рис. 2, где приведено различие продолжительности отдельных сезонов, которые были получены как подсчетом повторяемости соответствующих классов погод, так и по средним месячным данным. В большинстве случаев разница в результатах не превышает 15% времени года, что для поставленной задачи вполне приемлемо. В приведенных примерах такое нарушение имеется только на метеостанции Чаква, что необходимо будет учесть соответствующей корреляцией результатов, полученных по средним месячным показателям.

Обработка средних месячных климатических показателей проводится аналогично обработке суточных характеристик. Показатели, относящиеся к отдельным суткам, заменяются средними месячными. При этом появляется возможность учесть также и количество осадков. Это необходимо потому, что средняя месячная сумма осадков более 100 мм оказывает влияние на тип жилища. В экваториальных районах, где за год выпадает более 1000 мм осадков, они являются одним из важнейших факторов, определяющих тип жилища. Подобно классам погод, выделяются в зависимости от того или иного режима помещений (открытый, закрытый, смешанный) соответствующие им климатические условия. Эти условия будут характеризовать определенные периоды (точнее сезоны) эксплуатации жилищ. Аналогично классам погод выделяются следующие сезоны: холодный — при средних месячных температурах ниже 4°; прохладный — при температурах от 4 до 12° или

более высоких (до 20°) с учетом влажности и скорости ветра; комфортный — при температурах от 12 до 28° и комфортной для человека влажности воздуха и скорости ветра до 5 м/сек.; теплый — при температурах от 28 до 32° или более низких (не менее 20°) с учетом влажности воздуха и скорости ветра; жаркий — при температурах выше 32°.

Примером использования средних месячных данных для оценки климата могут служить характеристики ряда пунктов по продолжительности сезонов, определяющих режим эксплуатации жилищ (табл. 1), а также развернутые, согласно принятой классификации, характеристики холодного сезона тех же пунктов. Предварительные выводы,

Таблица 1

Продолжительность сезонов в различных климатических поясах земного шара
(месяцы)

Пункт	Сезон					Пункт	Сезон				
	жаркий	теплый	комфортный	прохладный	холодный		жаркий	теплый	комфортный	прохладный	холодный
Экваториальный пояс						Ашхабад	—	4	3	2	3
Лагос	—	12	—	—	—	Дели	2	5	5	—	—
Стенливиль	—	12	—	—	—	Лхаса	—	—	2	6	4
Богота	—	—	12	—	—	Чунцын	—	5	—	7	—
Джакарта	—	12	—	—	—	Шанхай	—	4	4	3	1
						Токио	—	4	3	3	2
Субэкваториальный пояс						Умеренный пояс					
Бамако	2	9	1	—	—	Виктория	—	—	5	6	1
Адисс-Абеба	—	2	10	—	—	Эдмонтон	—	—	3	4	5
Нейроби	—	—	12	—	—	Черчилл	—	—	—	4	8
Манаус	—	12	—	—	—	Чикаго	—	3	—	5	4
Лиме	—	4	—	8	—	Монреаль	—	1	4	2	5
Ресифи	—	12	—	—	—	Сент-Джонс	—	—	—	6	6
Калькутта	—	10	2	—	—	Лондон	—	—	4	7	1
Коломбо	—	12	—	—	—	Москва	—	—	3	3	6
Бангкок	—	12	—	—	—	Оренбург	—	—	5	2	5
Манила	—	12	—	—	—	Новосибирск	—	—	3	2	7
Тропический пояс						Алма-Ата	—	—	5	2	5
Дакар	—	12	—	—	—	Улан-Батор	—	—	3	2	7
Адрар	4	2	5	1	—	Хабаровск	—	1	3	2	6
Хартум	3	9	—	—	—	Якутск	—	—	3	2	7
Александрия	—	5	7	—	—	Магадан	—	—	—	5	7
Эр-Рияд	3	3	6	—	—	Владивосток	—	1	1	5	5
Гавана	—	12	—	—	—	Петропавловск-Камчатский	—	—	—	5	7
Мехико	—	1	11	—	—	Субарктический пояс					
Субтропический пояс						Фербенкс	—	—	3	2	7
Солт-Лейк-Сити	—	3	2	4	3	Мурманск	—	—	1	3	8
Лос-Анжелос	—	3	9	—	—	Арктический пояс					
Нью-Йорк	—	3	3	2	4	Ном	—	—	—	4	8
Мадрид	—	5	7	—	—	Исаксен	—	—	—	—	12
Тегеран	—	2	5	4	1	Упернавик	—	—	—	2	10
Батуми	—	6	—	6	—	Баренцбург	—	—	—	2	10
Ялта	—	—	6	4	2	Тикси	—	—	—	2	10

которые можно сделать, сравнивая полученные характеристики с картой климатических поясов Б. П. Алисова [1], следующие:

а) на высокогорьях субэкваториального и экваториального поясов в течение всего года преобладают погоды комфортного сезона, комфортный сезон имеет место в летние месяцы в умеренном поясе, в теплую половину года в субтропиках и в зимние месяцы в тропиках;

б) погоды теплого сезона характерны для ряда месяцев теплой половины года в субтропиках, они господствуют в течение всего года в экваториальном поясе и прибрежных районах тропиков и субэкваториального пояса;

в) погоды жаркого сезона имеют место только в теплую половину года в тропических и субэкваториальных широтах, преимущественно в пустынях;

г) погоды прохладного сезона весьма характерны для летних месяцев в субарктическом и субантарктическом поясах, весны и осени в умеренных широтах, холодной половины года в субтропиках и горных районах тропиков;

д) погоды холодного сезона господствуют в продолжение всего года в Арктике и Антарктике и преобладают в субарктике и субантарктике. Холодный сезон в умеренном поясе весьма разнообразен по характеру и часто охватывает более половины года; в субтропиках холодный сезон наблюдается не всегда;

е) для холодного сезона в пределах субтропиков характерны средние месячные температуры, не опускающиеся ниже -4° . В умеренном поясе холодный сезон, в особенности в районе с континентальным климатом, значительно суровее (в Якутске, например, в течение двух месяцев средние температуры ниже -36°).

На северных и восточных побережьях континентов повсеместно отмечается значительное увеличение скорости ветра.

Таким образом, средние месячные данные позволяют получить представление о наиболее характерных погодных условиях, определяющих режим эксплуатации жилых помещений.

Районирование

Результаты оценки климата каких-либо территорий наиболее наглядно могут быть выражены картами районирования. Например, для анализа изменений типов жилищ в пределах земного шара оказалось возможным использовать весьма крупное деление земли на семь климатических поясов по А. П. Алисову (рис. 3). Для исследований же вопросов типологии жилищ в отдельных районах СССР необходимо использовать более детальные исследования (например, климатическое районирование Закавказья для строительства [5], содержащее семь районов).

В настоящее время необходима оценка наиболее существенных климатических закономерностей, влияющих на типологию жилых зданий. Поэтому весьма полезно создать районирование, отражающее продолжительность тех или иных сезонов, т. е. создание общей карты, объединяющей данные по сезонам или за год.

При районировании для систематизации, сезонов по их продолжительности принята следующая шкала: 2—3 месяца, 4—5, 6—7, 8—10, 11—12 месяцев. Сезоны продолжительностью менее двух месяцев при районировании не учитываются. Разработана также классификация сезонов в зависимости от повторяемости определенных сочетаний средних месячных климатических показателей, необходимая для составления сезонных карт.

Технически районирование можно осуществить двумя методами: 1) расчетным (по данным отдельных метеостанций) и 2) картографическим (путем использования карт температуры воздуха, скоростей ветра, осадков и т. д.). Для проверки предлагаемой методики было проведено районирование Кавказа расчетным методом (рис. 3).

Районирование позволяет обосновать типологические требования к жилищу путем учета продолжительности тех или иных сезонов. При

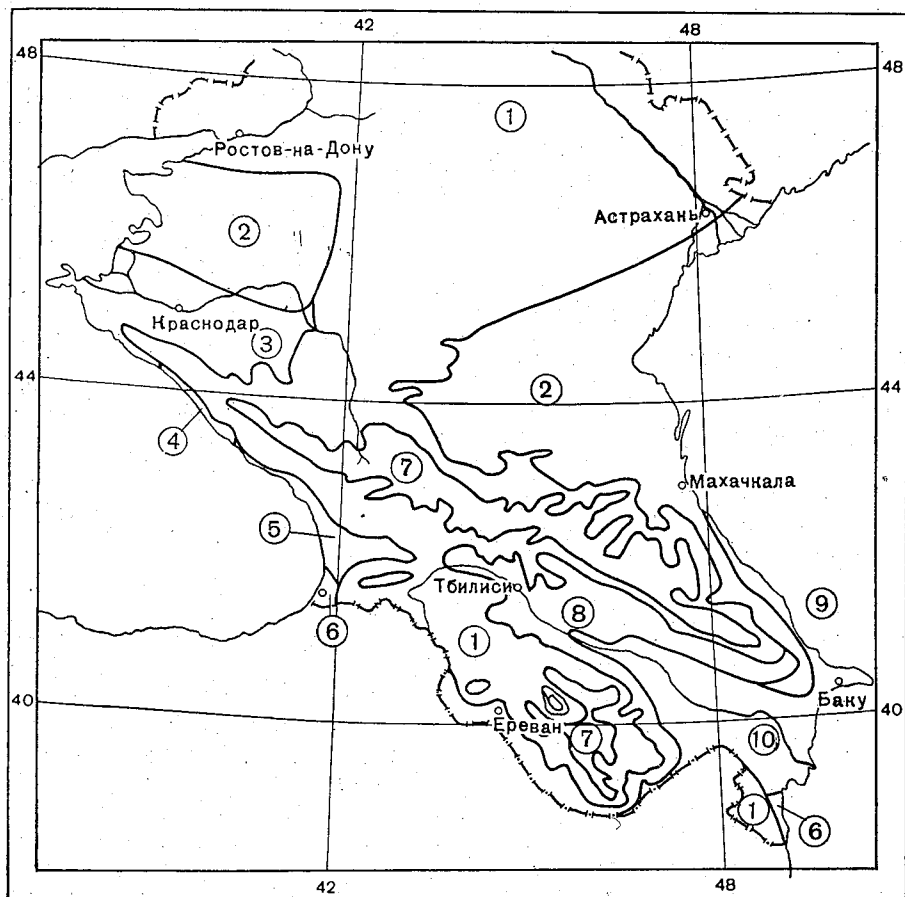


Рис. 3. Районирование Кавказа по сезонам, определяющим режим эксплуатации жилищ. Общая (годовая) карта.

этом требования к жилищу формулируются на основании работ по типологии жилищ в различных районах Кавказа [5, 9]. В районе I строятся хорошо утепленные жилища с постоянным отоплением, что обеспечивает нормальные условия проживания в течение длительного холодного сезона; летние помещения здесь хорошо используются в течение почти половины года. В этом районе весьма желательна солнцезащита оконных проемов. В районе II и близком к нему по климату районе III, где в течение двух-трех летних месяцев господствует теплая погода и наблюдается перегрев жилища, следует проектировать дома со сквозным проветриванием квартир. В то же время нужно сохранять все особенности жилищ района I. Районы IV, V и VI отличаются

отсутствием холодного сезона, однако продолжительный прохладный сезон все же требует постоянного, но быстро регулируемого отопления. Летом здесь преобладает «перегревающая» погода, которая в районе VI господствует в течение половины года.

Опыт эксплуатации жилищ в рассматриваемом районе показывает, что здесь необходимым является сквозное проветривание, большие оконные проемы, незастекленные летние помещения, хорошая солнцезащита и тщательно изолированные от жилых помещений кухни.

Район VII (высокогорный) отличается отсутствием комфортного и теплого сезонов. Поэтому здесь необходимо строить компактное теплое жилище. Отопительные системы в ряде случаев следует устраивать с расчетом на их круглогодичную работу. В районе VIII в связи с преобладанием в течение большей части года комфортной для человека погоды целесообразно устройство открытых и защищенных от солнца помещений (галерей, лоджий, веранд, балконов и т. п.). Большое внимание здесь нужно придавать регулировке отопительных систем жилых домов в зависимости от погоды.

В районах IX и X при весьма коротком холодном сезоне господствует погода теплого и прохладного сезонов. В связи с этим в квартирах устраивается прямое сквозное проветривание, регулируемое отопление. Большое значение здесь следует уделить солнцезащите. Искусственное охлаждение помещений в летние месяцы является в рассматриваемых районах лучшим средством создания комфорта в жилище. Несколько лучшие условия в теплую половину года в районе X, где 2—3 месяца господствует комфортная погода.

Таким образом, различия в продолжительности отдельных сезонов являются весьма существенными для устройства жилищ в отдельных районах.

Выводы

В типологии жилищ нужно учитывать продолжительность воздействия характерных комплексов важнейших климатических параметров.

Практика строительства дает возможность установить примерную классификацию климатических условий, воздействующих на жилище. Для решения вопросов типологии жилищ имеют значение как характеристики достаточно продолжительных отрезков времени (сезонов), определяющих «климатические» типы домов, так и характеристики кратковременных воздействий (дни с определенным характером погоды), без которых невозможно установить оптимальный набор средств регулирования микроклимата в жилище. В первом случае для анализа климата допустимо использование среднемесячных показателей с соответствующей корреляцией по данным непосредственных наблюдений, во втором — необходимо опираться на обработку результатов конкретных наблюдений. Для обработки исходных материалов можно использовать метод комплексной климатологии.

Отношение жилища к внешней среде в наиболее общем виде может быть выражено режимом эксплуатации помещений. Можно выделить три следующих режима:

а) закрытый, когда требуется длительная изоляция помещений при функционировании отопительных или охлаждающих устройств;

б) открытый, когда преобладает непосредственная связь помещений с внешней средой;

в) смешанный, когда происходит попеременное пользование обоими режимами, в связи с чем в жилище необходимо иметь средства борьбы с перегревом или с охлаждением.

Применительно к указанным режимам эксплуатации помещений оценка климата отдельных пунктов или территорий выражает продолжительность действия погодных условий, соответствующих тому или иному режиму эксплуатации. Такие климатические характеристики позволят обосновать набор средств, регулирующих микроклимат в помещениях; они могут также служить и для нахождения климатических аналогов применительно к задачам типологии жилищ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. Из-во МГУ, М., 1962.
2. Аронин Д. Э. Климат и архитектура. Пер. с англ. Госстройиздат, М., 1959.
3. Бакри Б. Х. Влияние климата на формирование промышленных зданий. Автореферат дисс., М., 1964.
4. Горомосов М. С. Микроклимат жилищ и его гигиеническое значение. Медгиз, М., 1963.
5. Жилищное строительство в условиях жаркого климата. Сб. статей. Госстройиздат, М., 1964.
6. Кореньков В. Е. Основы природно-климатической типологии жилищ. Госстройиздат, М., 1963.
7. Строительные нормы и правила. Глава IIА, 6—62 Строительная климатология и геофизика. Госстройиздат, М., 1963.
8. Строительные нормы и правила. Глава ПА, 1—62. Жилые здания Госстройиздат, М., 1964.
9. Титов А. В. Жилищное строительство и местные природно-климатические условия. Краснодар, 1961.
10. Устинов Г. И. Принципы районирования территории для типового проектирования жилищ. Вопросы прикладной климатологии. Сб. статей. Гидрометеониздат, Л., 1960.
11. Чубуков Л. А. Комплексная климатология. АН СССР, М., 1949.
12. Borel J.-C. Suivre d'une étude justificative de la définition des zones climatiques en Algérie. Cahiers du Centre scientifique et technique du bâtiment. N 57, 1962. Cahier 456.
13. Fournol A. Climats et habitation. Cahiers du Centre scientifique et technique du bâtiment. N 26. Cahier 223.

М. М. БОРИСЕНКО

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ НАЗЕМНЫХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ

В статье рассматриваются временные структурные функции полей давления и температуры и их изменение в зависимости от барометрической тенденции и географических условий.

Полученные выводы могут быть использованы для определения оптимальных интервалов времени между измерениями давления и температуры на станциях. Определение таких интервалов важно, например, при барометрическом нивелировании и при переходе от одних сроков наблюдений к другим.

До настоящего времени исследовалась в основном пространственная структура наземных полей температуры и давления в атмосфере [3, 4, 5]. Следует, однако, сказать, что определение аналитических выражений для пространственных структурных функций эмпирическим путем связано с известными трудностями, возникающими вследствие рассеяния точек на графиках. Таким образом, возникают затруднения в проверке теоретических положений. Графики же временных структурных функций в значительной мере свободны от этого недостатка. Поскольку во многих случаях пространственные и временные структурные функции можно аппроксимировать в виде аналогичных формул [6], то уже в силу только этого обстоятельства исследование временной структуры полей температуры и давления представляет интерес. Такие исследования, кроме того, имеют и самостоятельное значение.

В работах автора [1, 2] приводятся некоторые результаты анализа временной структуры наземных полей давления и температуры воздуха и получены аналитические выражения для структурных функций. В частности, нами было показано, что временные структурные функции давления и температуры воздуха можно весьма точно аппроксимировать степенными формулами вида:

$$\Delta P_{\Delta\tau} = \Delta P_{60} \left(\frac{\Delta\tau}{60} \right)^m, \quad (1)$$

$$\Delta T_{\Delta\tau} = \Delta T_{60} \left(\frac{\Delta\tau}{60} \right)^n, \quad (2)$$

где $\Delta P_{\Delta\tau}$ и $\Delta T_{\Delta\tau}$ — значения временных структурных функций давления и температуры воздуха для интервала времени между измерениями $\Delta\tau$; ΔP_{60} и ΔT_{60} — барометрическая и температурная тенденции, т. е. величины изменчивости давления или температуры за $\Delta\tau = 60$ мин.

Нами, кроме того, было найдено [1], что показатель степени m

в формуле (1) связан степенной зависимостью с величиной барометрической тенденции $\Delta P_{\Delta\tau = \text{const}}$:

$$m_{\Delta P} = m_{0,1} \left(\frac{\Delta P_{\Delta\tau = \text{const}}}{0,1} \right)^K, \quad (3)$$

где $m_{0,1}$ — значение показателя m при $\Delta P = 0,1$ мм рт. ст.

В этом выражении $m_{0,1}$ и K связаны с $\Delta\tau$ линейной зависимостью:

$$m_{0,1} = -\Delta\tau \cdot 0,00053 + 0,753; \quad (4)$$

$$K = -\Delta\tau \cdot 0,00013 + 0,188. \quad (5)$$

Увеличение m с ростом барометрической тенденции, на наш взгляд, объясняется следующим обстоятельством. Наблюдаемые изменения атмосферного давления во времени можно рассматривать как результирующие (суммарные) от сложения колебаний двух родов. К колебаниям первого рода мы относим такие, временной масштаб которых сравним с интервалами $\Delta\tau$, по которым производится осреднение разностей ΔP . С другой стороны, существуют крупномасштабные колебания давления с периодами порядка нескольких суток, т. е. существенно большими, чем наши интервалы осреднения $\Delta\tau$. Колебания второго рода вызваны прохождением циклонов и антициклонов через пункты наблюдений. Таким образом, они могут рассматриваться как волны, на поверхности которых наблюдаются пульсации давления, вызываемые более мелкомасштабной турбулентностью. Примем теперь, что размеры колебаний первого рода не зависят от крутизны волн, т. е. колебаний второго рода. Тогда очевидно, что величина баротенденции тем значительнее, чем больше крутизна волн. Естественно, что при отсутствии колебаний первого рода изменение давления происходило бы линейно по времени, т. е. показатель степени фактически был бы равен единице. Наоборот, при отсутствии колебаний второго рода, т. е. если бы изменчивость давления определялась только мелкомасштабной турбулентностью, то показатель степени m представлял бы собой величину, не очень отличающуюся от нуля.

Таким образом, увеличение барометрической тенденции объясняется возрастанием удельного веса вихрей второго рода в результирующих изменениях давления. Но это означает, что с ростом барометрической тенденции, т. е. с увеличением крутизны волн, должен возрастать и показатель степени m .

Сделанное нами допущение об отсутствии связи между размерами колебаний первого рода и крутизной больших (циклонических) волн не удалось проверить эмпирически. Однако его принятие не находится в каком-либо противоречии с современными представлениями о характере турбулентных процессов в атмосфере. Надо сказать, что только принятие этого допущения позволяет объяснить явление возрастания параметра m с увеличением барометрической тенденции.

Как показали наши более поздние исследования, формула (3) справедлива лишь при значениях баротенденции не выше 0,55 мм/час. При больших тенденциях рост m происходит значительно более медленно, чем это можно ожидать на основании формулы (3). Так, при $\Delta P_{60} = 0,80$ мм/час значение m составляет 0,95. Вообще при больших барометрических тенденциях увеличение m оказывается настолько незначительным, что оно находится в пределах точности определения самой величины m из графиков зависимости m от $\Delta P_{\Delta\tau}$, т. е. в пределах 0,01—0,02. Практически можно считать, что величина m не превосходит 0,95.

Последней величиной можно пользоваться при $\Delta P_{\Delta \tau = 60} \geq 0,60$ мм/час. Что же касается аналитического выражения для временной структурной функции температуры (2), то здесь какая-либо зависимость от величины «температурной» тенденции отсутствует. Величина m составляет в среднем около 0,80.

Представляет интерес вопрос, будут ли значения параметра m (при одинаковых барометрических тенденциях), а также параметра n постоянны в разных географических районах, где условия атмосферной циркуляции могут существенно различаться. Этот вопрос представляет не только научный интерес, но имеет и практическое значение. В частности, установление такого рода закономерности можно использовать для расчета величины ошибки интерполяции давления и температуры воздуха в разных географических районах. С помощью полученных результатов можно рассчитать оптимальные интервалы между стационарными измерениями. Такая проверка не могла быть нами выполнена ранее [1, 2] из-за отсутствия достаточного материала по различным географическим районам. В табл. 1 приводятся результаты вычислений параметров m по четырем районам. Значение m для каждого периода вычислялось двумя способами. В первой строке графы « m » даны значения m , вычисленные с помощью эмпирических формул (1), (3), (4) и (5), которые были выведены нами по материалам измерений на Кольском полуострове в 1962 г.

Во второй строке приводятся значения m , найденные непосредственно из графиков зависимости ΔP от $\Delta \tau$, которые строятся в логарифмических координатах для каждого района. Сопоставляя значения m ,

Таблица 1

Показатель степени m для временной структурной функции наземного давления

Район	Период	Число измерений	ΔP при $\Delta \tau = 60$ (мм)	m	Величины $\Delta \tau$ мин.
Кольский полуостров	1962	1716	0,112	0,753 0,727	30, 60, 90, 120, 180, 360
	1962	2067	0,212	0,825 0,831	30, 60, 90, 120, 180, 360
	1962	650	0,356	0,906 0,909	30, 60, 90, 120, 180, 360
	1962	182	0,488	0,959 0,939	30, 60, 90, 120, 180, 360
	1962	4706	0,242	0,845 0,870	30, 60, 90, 120, 180, 360
	1963	728	0,295	0,876 0,866	15, 30, 45, 60, 90, 180
Якутия	Июнь—сентябрь, 1963	351	0,302	0,880 0,902	20, 40, 60, 80, 120, 240
	Июнь—октябрь, 1964	342	0,299	0,878 0,855	20, 40, 60, 120, 180, 360
Чита	Сентябрь—октябрь, 1963	143	0,265	0,859 0,842	20, 40, 60, 80, 120, 240
	Февраль—март, 1964	551	0,380	0,932 0,917	20, 40, 60, 120, 180, 360
Московская область	Июль, 1964	200	0,195	0,813 0,844	5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 120

вычисленные разными способами, мы видим, что расхождения между ними невелики, в среднем около 0,016. Такие различия, очевидно, находятся в пределах точности метода их определения. Таким образом, можно сделать вывод о постоянстве значений параметра m независимо от географических особенностей района, а также и сезона года.

Таблица 2

Показатель степени n в формуле для временной структурной функции наземной температуры в разных географических районах

Район	Период	Число измерений	ΔT° при $\Delta \tau = 60$ мин.	ΔT° при $\Delta \tau = 60$ мин.	n	n_1	Величины $\Delta \tau$ в час.
Кольский полуостров	1962	377	0,41	0,35	0,77	0,63	1; 2; 3; 4; 6; 12
	1962	442	0,71	0,59	0,76	0,64	1; 2; 3; 4; 6; 12
	1962	455	1,12	0,93	0,78	0,65	1; 2; 3; 4; 6; 12
	1962	247	1,77	1,50	0,72	0,62	1; 2; 3; 4; 6; 12
	1962	1521	1,00	0,86	0,75	0,64	1; 2; 3; 4; 6; 12
	Август—сентябрь 1963	117	0,98	0,82	0,72	0,64	1; 2; 3; 4; 6; 12
	Июнь—август 1963	112	1,00	0,80	0,79	0,68	2; 4; 6; 12
Махталы	Сентябрь 1959	117	2,41	1,65	0,82	0,64	2; 4; 6; 12
Украина	Июль—август 1961	84	1,57	0,97	0,79	0,69	2; 4; 6; 12
Якутия	1964	342	1,24	1,09	0,79	0,72	1/3; 1/2; 1; 2; 3; 6
Чита	1964	203	2,06	1,61	0,83	0,65	1; 2; 3; 6
Среднее по 5 районам	—	—	1,70	1,24	0,80	0,67	—

В табл. 2 представлены величины показателей степени n в структурной функции температуры по формуле (2) для пяти различных географических районов. Кроме данных по Кольскому полуострову, Забайкалью и Якутии, удалось привлечь еще материалы Махталинской и Днепровской экспедиций ГГО им. Воейкова. Величины параметра n определялись из графиков зависимости ΔT от $\Delta \tau$, построенных нами в логарифмическом масштабе. Из табл. 2 видно, что величины показателей n не одинаковы в разных географических районах. Обнаруживается заметная, хотя и не очень значительная, тенденция к увеличению n с продвижением к югу и к востоку. Значения n меняются в зависимости от района от 0,75 до 0,83.

Это обстоятельство позволяет предположить, что увеличение n в южных и восточных районах связано с большей амплитудой суточного хода температуры в этих районах.

В среднем же по всем пяти районам показатель n составляет около 0,80. Эта величина существенно больше той, которая была найдена М. И. Юдиным для условий свободной атмосферы, где она по теоретическим расчетам составляет 0,5 [5].

Несомненно, что вычисленные нами временные разности температуры ΔT включают в себя два компонента. Во-первых, это случайные колебания температуры, вызываемые турбулентными процессами, во-вторых, суточный ход температуры воздуха. Соответственно мы будем называть их случайной и систематической составляющими суммарных изменений температуры во времени. Из табл. 2 видно, что в пределах одного и того же района, в данном случае Кольского полуострова, значения показателя степени n не меняются в зависимости от величины температурной тенденции $\Delta T_{\Delta t = \text{const}}$. Это, очевидно, означает, что в пределах одного и того же естественно-климатического района соотношение между влиянием систематическим и случайным компонентами остается постоянным. Для разных же районов это соотношение может быть различным, на что указывает изменение n по территории: увеличение n к югу и к востоку свидетельствует о возрастании роли систематической составляющей.

Представляет интерес, насколько значителен вклад каждого из этих двух факторов в возникновении суммарных изменений. С этой целью мы вычли из суммарных изменений температуры средний суточный ход, вычисленный за весь период измерений по каждому из пяти географических районов. Учет систематической составляющей производился по формуле

$$\Delta T_{\text{сл}} = \sqrt{\Delta T^2 - \Delta T_{\text{сист}}^2},$$

где ΔT — «суммарная» средняя квадратическая разность температуры за определенный промежуток времени Δt ; $\Delta T_{\text{сист}}$ — средняя разность температуры за интервал Δt , обусловленная суточным ходом температуры, т. е. систематическая составляющая; $\Delta T_{\text{сл}}$ — средняя квадратическая разность температуры за тот же промежуток времени Δt , обусловленная мелкомасштабной турбулентностью, т. е. «случайная» составляющая разности ΔT .

Рассматривая в табл. 2 значения n_1 , исправленные на суточный ход температуры, мы видим, что они не обнаруживают какой-либо зависимости от географических условий района. Далее отметим, что показатели n_1 существенно меньше показателей, определенных по суммарным изменениям температуры. Можно сделать вывод, что для случайных изменений температуры выполняется закон «двух третей», в отличие от закона «четырех пятых» для суммарных изменений температуры.

Следует сделать одну оговорку. Дело в том, что термины «случайные» и «систематические» разности являются в некоторой степени относительным понятием. Это очевидно, так как мы из суммарных разностей вычитаем *средние* значения суточного хода. Поскольку при разных погодных условиях суточный ход температуры воздуха различен, то какая-то часть его будет в этом случае оставаться неучтенной и войдет, таким образом, в случайную разность.

Хорошая согласованность значений n_1 для разных географических районов все же дает основание для вывода, что роль таких неучтенных частей невелика. Полученные нами результаты, свидетельствующие о постоянстве параметра n_1 в различных географических районах, могут быть использованы в практических целях. Так, зная «суммарные» значения изменчивости температуры и среднюю величину ее суточного хода (эти данные имеются в климатических справочниках), можно вычислить величины случайных изменений температуры во времени для данного пункта.

Располагая этими данными, можно рассчитать величины ошибок интерполяции температуры внутри промежутка времени между сроками измерений с помощью интерполяционной формулы О. А. Дроздова и А. А. Шепелевского [4]. Зная требования к точности определения температуры, мы можем вычислить наиболее рациональные промежутки времени между измерениями температуры для данного географического района. Эти промежутки могут быть, конечно, разными в различных районах, ибо и величины суммарных разностей и суточного хода сильно варьируют в зависимости от климатических особенностей района.

Выводы

1. Временная структура полей давления и температуры достаточно точно аппроксимируется степенными функциями типа (1) и (2).

2. Показатель степени m в выражении (1) зависит лишь от величины барометрической тенденции. При этом его значения меняются в пределах от 0,70 до 0,95, увеличиваясь с ростом барометрической тенденции.

3. Показатель m является постоянной величиной в различных районах при одинаковых барометрических тенденциях.

4. Показатель степени n в выражении (2), описывающем временную структуру поля наземной температуры, не зависит от температурной тенденции.

5. Отмечается увеличение показателя n в районах с большим суточным ходом температуры. Показатель n меняется в зависимости от географических условий района в пределах от 0,75 до 0,83. В среднем величина n составляет около 0,80.

6. В формуле (2) для «случайных» изменений температуры во времени показатель n_1 составляет около 0,67, причем эта величина является устойчивой по территории независимо от географических условий района.

7. Установленные закономерности изменения температуры и давления во времени могут использоваться при расчетах наиболее рациональных промежутков времени между измерениями.

Подобного рода расчеты могут найти широкое применение в различных областях метеорологии и климатологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко М. М. Методика измерения давления на станциях с помощью нового микробарометра МБН-П и точность результатов при работе с ним. Вестник ЛГУ, вып. 4, № 24, 1964.
2. Борисенко М. М. Особенности временной структуры поля температуры в различных естественно-климатических районах с приложением к задаче о рационализации методики барометрического нивелирования. Сб. работ метеорологической комиссии ВГО, вып. 2, 1965.
3. Дроздов О. А. О некоторых особенностях полей метеозлементов. Труды ГГО, вып. 19 (81), 1950.
4. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 13, 1946.
5. Юдин М. И. Некоторые вопросы теории метеорологических полей. Труды ГГО, вып. 19 (81), 1950.
6. Taylor G. J. Statistical theory of turbulence. Proceed. of the Roy. Soc., (A), 1937.

М. В. ЗАВАРИНА, М. Л. ГАУЛЬ

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКОВ В ЗОНЕ НЕДОСТАТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В статье приводятся характеристики слоистых и слоисто-кучевых облаков в зоне недостаточного увлажнения. Эти характеристики могут быть использованы для установления целесообразности и эффективности активных воздействий на облака с целью вызывания осадков.

В районах недостаточного увлажнения, где засухи часто снижают урожай сельскохозяйственных культур, необходимо искусственное орошение путем развития ирригационных мероприятий или путем воздействия на облака для того, чтобы получить дополнительные осадки. Известно, что в весенне-летний период в засушливые годы возможности искусственного воздействия на облака чрезвычайно ограничены, так как в это время года преобладает ясная погода, вследствие чего и могут возникать засухи.

В отдельных районах в периоды засух выпадает большое количество осадков, но в виде интенсивных и кратковременных дождей, во время которых вода стекает с полей и не увлажняет иссушенную почву; в других районах осадков выпадает так мало, что они испаряются, не достигая корневой системы растений. Поэтому в весенне-летний период засушливых лет целесообразны активные воздействия на кучево-дождевые облака с целью перераспределения выпадающих из них осадков по территории. Однако метод активных воздействий на ливневые облака недостаточно разработан, и поэтому рассчитать эффективность таких воздействий, в результате которых произошло бы нужное распределение осадков по большой территории, весьма трудно.

Более простыми и доступными являются способы накопления влаги в почве в осенне-зимний период. Накопление влаги возможно путем снегозадержания и активных воздействий на облака в холодное время года.

Как известно, в осенне-зимний период преобладает облачность слоистых форм. Для того чтобы решить вопрос о возможности и целесообразности активных воздействий на слоистообразные облака, необходимо получить климатологические характеристики этой облачности, определяющие значимость той или иной формы облаков во влагообороте над данной территорией.

Таковыми характеристиками являются относительная и абсолютная повторяемость облаков данной формы, повторяемость выпадения из них осадков, водность этих облаков. Очень важно также установить, насколько часто облака удовлетворяют тем условиям, которые должны

выполняться для обеспечения эффективности активных воздействий (толщина облачных слоев, температура воздуха на уровне их верхней границы, высота нижней границы и продолжительность существования). Некоторые характеристики слоистообразной облачности приводятся в работе В. М. Михеля [3].

Для получения указанных характеристик слоистых и слоисто-кучевых облаков в засушливых районах Европейской территории Союза (Среднее и Нижнее Поволжье, Украина, Северный Кавказ) нами были использованы материалы метеорологических наблюдений 16 станций за семилетний период (1956—1962 гг.) и материалы самолетных зондирований атмосферы в трех пунктах: Куйбышев, Волгоград, Ростов-на-Дону за 1957—1963 гг.

Мы ограничились анализом аэрологических материалов наблюдений над облаками по этим трем пунктам, потому что изучение слоистообразной облачности над Украиной применительно к оценке возможности активных воздействий на эти облака ведется в Украинском НИГМИ и часть работ этого направления уже опубликована [2, 5].

В данной статье основное внимание уделяется характеристикам облаков, которые получены по материалам наблюдений содержащимся в таблицах ТМ-I. Поскольку выбранный нами период наблюдений ограничен семью годами, необходимо было определить, насколько полученные по нему характеристики облаков соответствуют многолетним климатологическим данным, т. е. является ли выбранный нами период достаточно характерным по распределению облачности в рассматриваемом районе.

Оценку семилетнего периода наблюдений с климатологической точки зрения можно провести путем сравнения общеклиматических характеристик облачности, полученных за этот период, с имеющимися в Климатических справочниках СССР.

Одной из таких характеристик является повторяемость пасмурного неба (8—10 баллов) по нижней облачности. Она была нами рассчитана за указанный семилетний период для отдельных холодных месяцев года и для всего холодного периода с октября по март.

Таблица 1

Вероятность (%) пасмурного неба по нижней облачности (8—10 баллов) по месяцам за семилетний период (А) и по данным справочника (С)

Пункт	X		XI		XII		I		II		III	
	A	C	A	C	A	C	A	C	A	C	A	C
Казань	43		52		57		60		49		40	
Пенза	41		51		58		49		42		37	
Тамбов	51		61		78		70		61		54	
Куйбышев	43		51		67		54		49		40	
Саратов	36		49		65		54		47		41	
Урюпинск	42	33	56	61	73	68	62	58	54	53	42	43
Харьков	38	47	65	70	73	76	64	71	59	63	50	56
Александров Гай	37		44		64		55		46		44	
Винница	39	46	61	62	57	67	53	61	53	58	42	50
Кировоград	34	43	66	65	64	73	64	68	59	62	40	56
Днепропетровск	36	40	62	63	68	72	63	69	60	63	43	53
Луганск	42	36	64	61	73	71	68	63	61	55	47	48
Волгоград	35	28	56	56	70	65	67	52	52	49	48	42
Ростов-на-Дону	31	26	59	55	72	68	70	57	61	55	46	46
Гигант	39		61		66		67		57		47	
Минеральные Воды	35	48	63	62	62	61	59	60	53	58	46	53

В табл. 1 приводятся повторяемости пасмурного неба (8—10 баллов) по нижней облачности для всех 16 пунктов и для девяти из них приводятся для сравнения те же характеристики, заимствованные из климатических справочников. В первом столбце даны повторяемости всех форм облаков нижнего яруса, рассчитанные за семилетний период (1956—1962 гг.), во втором — по данным Климатического справочника СССР.

Как правило, расхождения в повторяемости не превышают 10%. Аналогичные результаты были получены при расчете повторяемости по срокам. Расхождение более 10% получилось по данным Волгограда и Ростова-на-Дону только в январе, по данным станции Минеральные Воды — в октябре и Кировограда — в марте.

На основании данных табл. 1 можно считать, что выбранный нами период не выделяется пониженной или повышенной повторяемостью рассматриваемых форм облаков.

Относительная и абсолютная повторяемости каждой формы слоистообразных облаков представлены в табл. 2 и 3. Они вычислены по всем четырем срокам наблюдений.

Эти повторяемости рассчитаны с учетом наличия 10 баллов той или иной облачности, так как только при пасмурном небе без просветов создаются условия, благоприятные для активных воздействий на облака. Следует, однако, заметить, что повторяемость пасмурного неба при 10 баллах отличается от повторяемости пасмурного неба при 8—10 баллах очень незначительно. Расчеты показали, что эти расхождения, как правило, не превышают 5%.

В группу слоистых облаков отнесены случаи, когда наблюдались облака только этой формы или в сочетании со слоисто-кучевыми облаками, но первые из них преобладали. Аналогично получена повторяемость слоисто-кучевых облаков.

Из табл. 2 видно, что в преобладающем числе пунктов относительная повторяемость слоистых облаков является наибольшей в самую холодную часть года — в декабре или январе, и в отдельных пунктах она более значительна в ноябре. Относительная повторяемость слоисто-кучевых облаков наибольшая в октябре, к середине холодного периода она уменьшается.

Из этой же таблицы можно видеть, что на значительной части рассматриваемой территории слоистые и слоисто-кучевые облака преобладают над слоисто-дождевыми, следовательно, они с этой точки зрения являются подходящим объектом для активных воздействий. Однако абсолютная повторяемость этих облаков, т. е. отнесенная к числу всех ежедневных наблюдений, как видно из табл. 3, невелика. Особенно мала абсолютная повторяемость слоистых облаков в октябре. В марте она несколько больше, но все же незначительна и только в Минеральных Водах достигает 15%. В октябре и марте повторяемость слоисто-кучевых облаков большая, но суммарная повторяемость (той и другой формы вместе) все же в эти месяцы на большей части территории несколько меньше, чем с ноября по февраль. Следовательно, наиболее часто возможны активные воздействия на слоистообразные облака с ноября и примерно до половины марта. В этот период, как будет показано ниже, и температура воздуха у верхней границы облаков чаще бывает ниже -4° , что является необходимым условием эффективности активных воздействий.

Расчеты абсолютной повторяемости рассматриваемых форм облаков по срокам показали, что ее суточный ход в различных пунктах неодинаков, однако отклонения повторяемостей за отдельные сроки от сред-

Таблица 2

Относительная повторяемость (%) слоистых и слоисто-кучевых облаков (10 баллов) по месяцам

Пункт	St						Sc						St, Sc					
	XI			XII			I			II			X			XI		
	X	XI	XII	I	II	III	X	XI	XII	I	II	III	X	XI	XII	I	II	III
Казань	11	30	21	18	20	5	50	27	22	20	20	31	61	57	43	38	40	36
Пенза	8	43	53	46	34	34	56	40	38	37	51	45	64	83	91	83	85	79
Тамбов	9	28	31	24	20	14	57	41	36	44	46	51	66	69	67	68	66	65
Куйбышев	9	23	30	30	18	23	63	54	43	36	49	46	72	77	73	66	67	69
Саратов	20	36	40	40	37	31	51	40	34	26	32	37	71	76	74	66	69	68
Урюпинск	5	28	36	30	20	13	58	39	28	32	38	43	63	67	64	62	58	56
Харьков	13	41	44	35	24	15	52	39	32	37	48	47	55	80	76	72	72	62
Александров Гай	3	12	26	20	24	16	58	54	44	45	42	40	61	66	70	65	66	56
Винница	12	32	24	29	25	16	64	50	55	49	45	51	76	82	79	78	69	67
Кировград	11	44	43	42	36	21	58	34	33	35	35	46	69	78	76	77	71	67
Днепропетровск	14	50	45	37	36	25	54	33	31	35	38	44	68	83	76	72	74	69
Луганск	15	38	45	41	35	25	49	35	22	21	29	30	64	73	67	62	64	55
Волгоград	20	35	47	50	41	32	51	42	24	21	30	39	71	77	71	71	71	71
Ростов-на-Дону	14	30	37	43	28	19	64	52	38	35	47	51	78	82	75	78	75	70
Гигант	4	12	18	18	18	4	40	45	48	41	40	33	44	57	66	59	58	37
Минеральные Воды	30	60	59	58	47	37	39	21	17	19	20	27	69	81	76	77	67	64

Таблица 3

Абсолютная повторяемость (%) слоистых и слоисто-кучевых облаков (10 баллов) по месяцам

Пункт	St						Sc						.. St, Sc					
	X	XI	XII	I	II	III	X	XI	XII	I	II	III	X	XI	XII	I	II	III
Казань	5	15	12	11	10	6	21	13	12	12	10	11	26	23	24	23	20	17
Пенза	8	18	27	21	13	12	22	17	20	17	20	15	30	35	47	38	33	27
Тамбов	4	15	21	16	11	7	28	21	25	29	25	25	32	36	46	45	36	32
Куйбышев	3	9	15	14	7	8	23	22	22	16	20	15	26	31	37	30	27	23
Саратов	5	12	18	18	13	8	13	14	15	10	10	9	18	26	33	28	23	17
Урюпинск	2	15	24	17	11	5	24	20	19	18	19	16	26	35	43	35	30	21
Харьков	4	24	27	20	12	7	17	22	19	21	25	21	21	46	46	41	37	28
Александров Гай	1	5	15	11	10	6	21	24	25	24	17	15	22	29	40	35	27	21
Винница	4	6	10	13	11	6	22	25	24	22	21	19	26	31	34	35	32	25
Кировоград	3	23	18	21	17	7	18	18	14	18	17	16	21	41	32	39	34	23
Днепропетровск	5	25	20	18	17	9	17	16	14	16	18	16	22	41	34	34	35	25
Луганск	6	21	30	24	19	10	19	19	15	12	16	15	25	40	45	36	35	25
Волгоград	7	16	21	23	16	13	17	20	11	10	12	16	24	36	32	33	28	29
Ростов-на-Дону	4	16	22	24	14	8	18	27	22	20	22	20	22	43	44	44	36	28
Гигант	1	7	10	10	9	2	15	25	26	24	20	14	16	32	36	34	29	16
Минеральные Воды	9	34	28	27	21	15	12	12	8	9	9	11	21	46	36	36	30	26

ней не являются значительными и, по-видимому, не выходят за пределы ошибок расчета повторяемостей. Поэтому повторяемости для каждого срока наблюдений в данной работе не приводятся.

В табл. 4 приводятся вероятности естественного выпадения осадков из облаков рассматриваемых форм. При расчете вероятностей учтены данные о выпадении осадков в течение шестичасового интервала времени вблизи каждого срока наблюдений, т. е. с отклонением во времени 3 часа до срока и 3 часа после данного срока.

Из табл. 4 видно, что вероятность выпадения осадков из слоистых облаков преимущественно находится в пределах от 30 до 60%, а вероятность выпадения осадков из слоисто-кучевых облаков в пределах от 20 до 50%. В остальных случаях слоистообразные облака не сопровождались осадками.

Таблица 4

Вероятность (%) естественного выпадения осадков из слоистых и слоисто-кучевых облаков по месяцам

Пункт	St						Sc					
	X	XI	XII	I	II	III	X	XI	XII	I	II	III
Казань	30	28	33	36	32	35	15	20	24	25	26	20
Пенза	55	35	53	48	64	53	32	38	50	50	42	34
Тамбов	45	55	47	52	43	48	30	36	53	42	43	40
Куйбышев	64	51	72	68	74	37	35	36	62	59	66	43
Саратов	52	45	36	53	51	49	21	22	39	26	33	23
Урюпинск	25	44	55	48	50	37	23	25	39	36	43	33
Харьков	49	58	61	66	60	48	21	39	57	54	56	46
Александров Гай	60	52	48	48	43	53	32	23	30	34	32	28
Винница	39	51	54	34	57	50	14	21	30	21	34	26
Кировоград	43	44	42	46	64	55	28	26	25	37	44	46
Днепропетровск	46	33	30	29	34	38	27	25	26	23	36	22
Луганск	38	38	33	37	40	46	24	38	41	37	40	42
Волгоград	74	60	58	36	40	28	41	41	36	30	33	24
Ростов-на-Дону	52	45	45	33	49	32	28	25	35	36	33	35
Гигант	46	36	47	46	40	31	16	17	27	26	22	33
Минеральные Воды	55	70	42	47	57	66	19	29	24	43	34	38

Абсолютная вероятность наличия облаков, дающих осадки, может быть рассчитана с помощью табл. 3 и 4. Например, в районе Куйбышева абсолютная суммарная вероятность выпадения осадков (из St и Sc) будет составлять в ноябре 13%, декабре 25%, в январе и феврале 18%. В районе Ростова эти вероятности в ноябре и феврале будут равны около 14%, в декабре 18% и январе 15%.

Следует иметь в виду, что вероятности выпадения осадков рассчитаны при условии полного покрытия неба облаками той или иной формы, причем в ряде случаев наблюдалась одновременно та и другая форма облачности, но одна из них преобладала. При этих расчетах по таблицам ТМ-1 не было возможности учесть наличие облаков других форм над слоистообразными облаками. Возможно, что в большинстве случаев осадки были обусловлены наличием многослойной облачности.

Для выявления суточного хода вероятностей выпадения осадков они рассчитывались для каждого климатологического срока и каждого месяца. В табл. 5 для оценки суточного хода приводятся только обобщенные данные за весь холодный период с октября по март.

Таблица 5

Вероятность (%) естественного выпадения осадков из слоистых
и слоисто-кучевых облаков по срокам наблюдений

Пункт	St					Sc				
	1	7	13	19	Средн.	1	7	13	19	Средн.
Казань	40	17	33	42	32	32	8	19	22	27
Пенза	62	48	52	47	53	50	38	45	34	41
Тамбов	48	55	49	42	48	34	46	51	34	41
Куйбышев	69	56	60	59	61	55	50	49	45	50
Саратов	56	47	43	44	48	39	24	26	23	27
Урюпинск	35	45	48	38	43	28	43	43	24	33
Харьков	56	64	52	53	57	42	52	45	43	46
Александров Гай	40	58	51	49	51	21	37	36	27	30
Винница	37	48	44	58	46	18	26	21	32	24
Кировоград	52	55	51	34	49	32	46	35	28	34
Днепропетровск	32	36	38	33	35	20	35	30	21	26
Луганск	32	48	43	30	39	31	44	43	30	37
Волгоград	53	51	47	48	49	40	29	34	34	34
Ростов-на-Дону	45	33	50	46	43	39	28	33	27	32
Гигант	38	39	43	34	41	14	32	31	18	24
Минеральные Воды	54	61	57	60	54	31	33	29	37	30

Из этой таблицы видно, что суточный ход вероятности выпадения осадков из слоистых и слоисто-кучевых облаков не является одинаковым во всех районах рассматриваемой территории. Только в Виннице как слоистые, так и слоисто-кучевые облака наиболее часто сопровождались выпадением осадков в вечерние часы. По данным большинства станций максимум вероятности выпадения осадков приходится на утренние или ночные часы. Эта особенность суточного хода может быть использована при планировании активных воздействий на облака.

Сравнивая вероятность выпадения осадков в различных пунктах рассматриваемой территории, следует отметить, что она оказалась наибольшей в Куйбышеве, Харькове и Минеральных Водах. Возможно, это связано с увеличенным количеством ядер конденсации над этими городами по сравнению с другими пунктами.

С точки зрения возможности и эффективности активных воздействий на облака очень важной характеристикой является продолжительность их существования. Такие характеристики различных форм облаков нами получены по наблюдениям 12 станций для каждого месяца. В табл. 6 для примера приведены данные четырех пунктов.

Повторяемость периодов рассчитана при наличии одной формы облаков (St и Sc), а также для нескольких форм, наблюдавшихся одновременно или в результате смены одной формы облаков на другую.

Распределение вероятностей различной продолжительности существования облаков от одного месяца холодного периода к другому изменяется незначительно, поэтому в табл. 6 она отнесена ко всему холодному периоду.

Поскольку расчеты продолжительности существования облаков производились по таблицам ТМ-1, то они могли быть получены лишь с точностью до половины интервала времени, заключенного между сроками наблюдений, т. е. с точностью до ± 3 часов.

В первой графе табл. 6 указан процент той или иной формы облаков, зарегистрированной только в один из сроков наблюдений, во второй — в течение двух сроков подряд и т. д.

Таблица 6

Повторяемость (%) различной продолжительности существования облачности 10 баллов за холодный период

Форма	Количество сроков непрерывного существования													
	1	2	3	4	>4	n	n ₁	1	2	3	4*	>4	n	n ₁
	Куйбышев							Волгоград						
St	47	19	4	9	21	80	11	69	7	9	2	13	45	6
Sc	50	25	14	5	6	358	51	63	17	8	5	7	285	41
St, Sc	—	10	7	22	61	60	9	—	21	5	12	62	66	9
St, Sc, Ns	—	—	5	11	84	19	3	—	7	33	13	47	15	2
St, Ns, Frnb	—	—	7	—	93	14	2	—	—	6	3	91	66	9
Ns, Frnb	—	23	23	10	44	48	7	—	6	17	6	71	18	3
	Днепропетровск							Минеральные Воды						
St	53	19	8	6	14	79	11	34	18	12	2	34	144	21
Sc	61	19	9	4	7	258	37	54	23	9	4	10	160	23
St, Sc	—	10	17	8	65	72	10	—	9	22	7	62	54	8
St, Sc, Ns	—	8	12	12	68	25	4	—	—	—	—	100	6	1
St, Ns, Frnb	—	—	2	4	94	54	8	—	—	2	2	96	46	7
Ns, Frnb	—	6	58	18	18	17	2	—	—	50	17	33	6	1

Примечание. n — общее число сроков за 1956—1962 гг. холодного периода (X—III), n₁ — среднее число сроков за один холодный период.

В табл. 7 дана та же характеристика облачности — продолжительность существования, но для всех форм облаков нижнего яруса вместе, включая и слоисто-дождевые облака.

Таблица 7

Повторяемость различной продолжительности существования нижней облачности (St, Sc и Ns) за холодный период (%) .

Пункт	Продолжительность существования облачности					
	1 срок	2 срока	3 срока	4 срока	>4 сроков	Сумма
Казань	41	17	9	7	26	412
Тамбов	30	18	12	7	33	578
Куйбышев	37	21	12	8	22	579
Саратов	34	19	11	6	30	526
Харьков	33	13	8	10	36	467
Александров Гай	36	19	12	5	28	535
Кировоград	39	16	10	8	27	474
Днепропетровск	40	15	10	6	29	505
Луганск	30	19	11	9	31	524
Волгоград	42	14	8	6	30	496
Ростов-на-Дону	35	14	10	9	32	505
Минеральные Воды	33	16	11	4	36	416

Как видно из табл. 6 и 7, далеко не все случаи слоистообразной облачности могут эффективно подвергаться активным воздействиям, так как довольно значительный процент этих облаков наблюдается над отдельными пунктами непродолжительное время. До 40% облаков нижнего яруса отмечалось только в один из сроков, т. е. существовало

заведомо менее 12 часов, а иногда и менее 6 часов. Возможность активных воздействий на такие облака весьма ограничена.

В заключение приведем несколько аэроклиматических характеристик облачности по данным трех аэрологических станций.

Прежде чем использовать данные самолетного зондирования для характеристики облачных слоев, необходимо было установить, насколько систематичны эти наблюдения и можно ли на основании семилетнего периода аэрологических наблюдений получить характеристики облачности столь же надежные, как полученные по данным метеорологических станций.

С этой целью мы рассчитали относительные повторяемости слоистых, слоисто-кучевых и слоисто-дождевых облаков (10 баллов) по данным самолетных зондирований — по таблицам ТАЭ-7 и сравнили их с аналогичными повторяемостями, рассчитанными для тех же станций по таблицам ТМ-1. Сравнение было проведено для каждого холодного месяца. В табл. 8 приводятся общие повторяемости за весь холодный период (с октября по март).

В числителе дана повторяемость, полученная по самолетным зондированиям (ТАЭ-7), в знаменателе по таблицам ТМ-1. В графе *n* указано число наблюдений каждой формы облаков при самолетных зондированиях атмосферы.

Таблица 8

Относительная повторяемость облаков различных форм при пасмурном небе (10 баллов) по облачности нижнего яруса

Пункт	St		Sc	
	<i>n</i>	‰	<i>n</i>	‰
Куйбышев . . .	170	27/22	320	51/48
Волгоград . . .	162	34/38	220	45/35
Ростов-на-Дону .	225	30/29	341	45/48

Как видно из табл. 8, расхождения в относительной повторяемости не выходят за пределы точности расчетов. Следовательно, данные самолетных зондирований достаточно хорошо отражают распределение облачности над данной территорией и можно предполагать, что полученные по ним аэрологические характеристики облачности являются достаточно надежными.

В табл. 9 приводится средняя толщина облачных слоев за холодный период (с октября по март), рассчитанная по данным всех наблюде-

Таблица 9

Средняя толщина (ΔH) слоистых и слоисто-кучевых облаков (в десятках метров)

Пункт	I				II			
	St		Sc		St		Sc	
	ΔH	<i>n</i>	ΔH	<i>n</i>	ΔH	<i>n</i>	ΔH	<i>n</i>
Куйбышев . . .	52	162	39	420	52	161	42	358
Волгоград . . .	41	137	37	237	41	136	38	216
Ростов-на-Дону .	38	223	35	476	39	200	39	413

ний над облаками (левая часть таблицы) и для тех случаев, когда количество облачности было равно 10 баллам (правая половина таблицы); n — означает число наблюдений над каждой формой облаков.

Выше указывалось, что повторяемость пасмурного неба 10 баллов, рассчитанная по таблицам ТМ-1, незначительно отличается от повторяемости пасмурного неба 8—10 баллов, которая обычно приводится в климатологических работах. Данные табл. 9 также подтверждают, что слоистообразные облака редко наблюдаются при неполном покрытии ими неба. Только в Ростове-на-Дону в 23 случаях за 7 лет были отмечены слоистые облака менее 10 баллов, на остальных двух станциях за весь период лишь по одному разу наблюдались слоистые облака 10 баллов.

Возможно, что наличие этих случаев частично объясняется ошибками наблюдателей, которые возникают при визуальном определении количества облачности.

Несколько чаще наблюдаются при неполном покрытии неба слоисто-кучевые облака, но, по-видимому, и здесь в какой-то мере сказывается ошибка определения балла облачности, так как средняя толщина облачных слоев при 10 баллах не очень существенно увеличивается по сравнению с их толщиной при 8—10 баллах. При увеличении степени покрытия неба облаками можно было бы ожидать большего увеличения их мощности.

Показательным является уменьшение толщины облачных слоев в более южных районах. Так, если в Куйбышеве средняя толщина слоистых облаков более 500 м, то в Ростове-на-Дону она не достигает 400 м. Отмечается изменение с широтой и толщины слоисто-кучевых облаков, хотя значительно в меньшей степени, чем слоистых. Аналогичная связь толщины облачных слоев с широтой места на Европейской территории СССР получается и по проведенным ранее расчетам, результаты которых приведены в работе [1]. Так, средняя толщина слоисто-кучевых облаков в районе Ленинграда получилась равной 450 м, а в районе Одессы — 330 м.

Поскольку для обеспечения эффективности активных воздействий на облака необходимо, чтобы толщина их достигала 300 м [4, 5, 6], то уже, руководствуясь данными табл. 9, можно сделать вывод, что чем южнее район предполагаемого воздействия на облака, тем меньше вероятность того, что эти воздействия будут эффективными. Этот вывод подтверждается в отношении слоистых облаков данными табл. 10, в которой приводится повторяемость различной толщины облаков.

Если в районе Куйбышева в холодное время года (с октября по март) 72% наблюдаемых слоистых облаков имеет толщину более 300 м, то в Ростове-на-Дону они достигают такой мощности только в 54% случаев.

Таблица 10

Повторяемость различной толщины облаков

Пункт	Толщина облаков (м)			Пункт	Толщина облаков (м)		
	<300	300—600	>600		<300	300—600	>600
Слоистые облака				Слоисто-кучевые			
Куйбышев . . .	28	40	32	Куйбышев . . .	47	34	19
Волгоград . . .	44	41	15	Волгоград . . .	46	40	14
Ростов-на-Дону .	46	41	13	Ростов-на-Дону	47	34	19

Для оценки климатических ресурсов, определяющих целесообразность и эффективность активных воздействий, важно иметь комплексные характеристики облачности, учитывающие мощность облачного слоя и температуру у его верхней границы.

Известно, что воздействия на облака оказываются наиболее эффективными, если толщина облачного слоя не менее 300 м, а температура у верхней границы слоя ниже -4° .

В табл. 11 приводится повторяемость таких облаков. Расчет повторяемости произведен по данным трех пунктов для каждого месяца и для двух форм облаков вместе. В графе «О» дана относительная повторяемость условий, благоприятных для активных воздействий, т. е. рассчитанная по отношению к общему числу наблюдений данной облачности, указанному в графе «n».

В графе «А» приводится абсолютная повторяемость этих условий в каждом месяце. Она получена с учетом абсолютной повторяемости той или иной формы облаков, т. е. путем умножения чисел, стоящих в графе «О», на абсолютные повторяемости двух форм облаков, указанные в табл. 3.

Таблица II

Относительная (О) и абсолютная (А) повторяемость (%) St—Sc
при температуре у верхней границы облака ниже -4°
и толщине облаков более 300 м по месяцам

Пункт	X			XI			XII			I		
	О	А	n	О	А	n	О	А	n	О	А	n
Куйбышев	32	8	57	57	18	58	52	19	134	53	16	75
Волгоград	32	8	40	42	16	55	43	14	54	40	13	65
Ростов-на-Дону	23	5	57	36	15	94	36	16	98	46	22	112

Пункт	II			III			XI—III		
	О	А	n	О	А	n	О	А	n
Куйбышев	59	16	64	49	14	57	52	16	338
Волгоград	49	14	41	35	10	54	41	12	269
Ростов-на-Дону	51	18	101	45	13	64	43	17	469

Из табл. 11 следует, что в октябре на рассматриваемой территории редко наблюдаются условия, благоприятные для активных воздействий на облака.

Период наиболее эффективных воздействий на облака начинается в ноябре и кончается в марте. Однако облака, благоприятные для активных воздействий, преобладают над неблагоприятными только в районе Куйбышева с ноября по февраль. В Волгограде и Ростове-на-Дону во все месяцы холодного периода повторяемость их составляет менее 50%.

Значения абсолютных повторяемостей благоприятных условий по всей территории невелики (меньше 20%), следовательно, возможность активных воздействий на слоистообразные облака весьма ограничена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В., Курбатова А. В. Аэроклиматические характеристики верхней границы облаков. Труды НИИАК, вып. 14, 1961.
2. Леонов М. П. Некоторые данные об опытах по интенсификации зимних осадков. Метеорология и гидрология, № 1, 1965.
3. Михель В. М. Пространственно-временные характеристики слоисто-дождевой облачности в районах недостаточного увлажнения ЕТС (Настоящий сб.).
4. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеиздат, Л., 1959.
5. Половина И. П. Некоторые характеристики облаков, дающих осадки. Труды УкрНИГМИ, вып. 31, 1962.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.

В. М. МИХЕЛЬ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЛОИСТО-ДОЖДЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ В РАЙОНАХ НЕДОСТАТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Рассматриваются особенности годового хода повторяемости слоисто-дождевых облаков и осадков из них, генезис осадков, повторяемость различного количества осадков при разной толщине облаков, температуре и удельной влажности на их верхней границе и др. На основе этих данных подчеркивается необходимость с помощью активных воздействий на слоисто-дождевые облака интенсифицировать выпадающие из них осадки.

В работе приводятся климатические характеристики природной обеспеченности осадков из слоисто-дождевых облаков, а также другие характеристики N_s и на этой основе оценивается целесообразность активных воздействий на слоисто-дождевые облака.

В основу настоящей статьи легли результаты климатологической обработки данных наблюдений за облачностью по ряду станций юго-востока и юга Европейской территории СССР, а также данных самолетных зондирований в Куйбышеве, Гумраке и Ростове-на-Дону за 1956—1962 гг.

В статье главное место отводится анализу слоисто-дождевых (N_s) и разорванно-дождевых ($Fgnb$) облаков, но наряду с этим проводится также сравнительный анализ климатологических характеристик и некоторых других осадкообразующих форм облаков.

Статья является продолжением наших работ, опубликованных в трудах ГГО [6, 7]. Близкими по тематике являются и статьи М. В. Завариной [1], М. В. Завариной и М. Л. Гауль [2].

Годовой ход абсолютной повторяемости основных осадкообразующих форм облаков и вероятность осадков в ближайшие часы после появления этих облаков

На рис. 1 и 2 дается годовой ход абсолютной повторяемости (%) основных осадкообразующих форм облаков слоисто-дождевых (a_{Ns}) и кучево-дождевых (a_{Cb}) и относительная повторяемость осадков в ближайшие 6 часов после срока наблюдений этих облаков (P_{Ns} и P_{Cb}) для станций Саратов, Гумрак (близ Волгограда) и Ростов-на-Дону (1956—1962 гг.).

Анализ кривых годового хода a_{Ns} и a_{Cb} и кривых относительной повторяемости P_{Ns} и P_{Cb} осадков в ближайшие часы после появления

этих облаков позволяет сделать ряд существенных выводов. Так, прежде всего видно, что при довольно плавном ходе кривых a_{Ns} и a_{Cb} абсолютная повторяемость (вероятность) слоисто-дождевых облаков (a_{Ns}) для всех трех пунктов оказывается наибольшей в январе (около

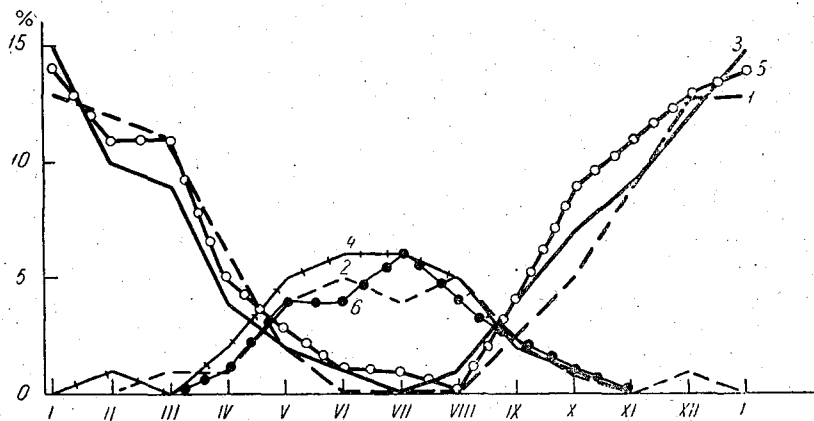


Рис. 1. График годового хода абсолютной повторяемости (%) облаков Ns и Cb.

Ростов: 1 — Ns, 2 — Cb; Саратов: 3 — Ns, 4 — Cb; Гумрак: 5 — Ns, 6 — Cb.

10—15%) и наименьшей в июле (0%); для кучево-дождевых облаков, наоборот, минимум отмечается в январе (0%) и максимум в июле (около 5%). Отсюда видно, что абсолютная повторяемость облаков

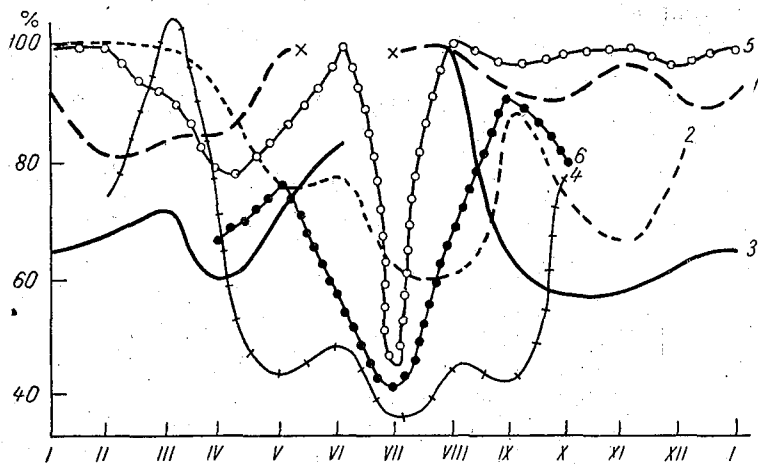


Рис. 2. График годового хода относительной повторяемости (%) осадков из Ns и Cb за 6 часов после их наблюдения.

См. усл. обозначения на рис. 1.

при Ns в январе приблизительно в 2,5 раза больше, чем кучево-дождевых облаков в июле.

В соответствии с повышенной абсолютной повторяемостью слоисто-дождевых облаков в холодное время года во всех трех рассматриваемых пунктах (Ростов-на-Дону, Саратов и Гумрак) велика

и относительная повторяемость осадков в течение ближайших 6 часов после наблюдения данной формы облаков, особенно в Ростове-на-Дону, где она составляет около 90%.

В «центре засухи» в Саратове вероятность осадков за 6-часовой интервал после наблюдения Ns значительно меньше и составляет лишь около 60%.

Любопытно, что осенью относительная повторяемость осадков при Cb оказывается существенно меньше, чем при Ns, как в Гумраке, так и в Ростове-на-Дону, а весной это соотношение менее устойчивое.

Обращает на себя внимание обнаруживающееся на ряде кривых большое понижение относительной повторяемости осадков в июле. Особенно мала относительная повторяемость осадков при Cb (P_{Cb}) в Саратове (центре засухи), где она составляет в это время всего 35%. Но и в Гумраке (Волгограде) P_{Cb} достигает тогда лишь 42%. Если же рассматривать не среднюю суточную относительную повторяемость осадков за 6 часов после срока наблюдений Cb, а после 19-часового срока наблюдений, когда обычно развитие Cb заканчивается и наступает стадия их распада, то вероятность осадков окажется еще меньше и составит для Саратова около 20%, а для Гумрака (Волгоград) 30%. Такое резкое уменьшение относительной повторяемости осадков при кучево-дождевой облачности свидетельствует о большой трудности вызывания осадков при активных воздействиях даже на Cb в данном засушливом районе в летнее время года.

Следует еще обратить внимание на то, что если для большинства рассматриваемых пунктов (Харьков, Ростов-на-Дону, Тамбов, Минеральные Воды и др.) абсолютная вероятность наблюдения Frnb, Ns оказывается значительно больше, чем Ns, то для станций Волгоград и Куйбышев абсолютная повторяемость Frnb, Ns с марта по октябрь существенно меньше, чем Ns, а в период ноябрь—февраль приблизительно равна (табл. 1).

Таблица 1

Абсолютная повторяемость (%) облаков нижнего яруса Frnb, Ns и Ns по месяцам (1956—1962 гг.)

Станция	Облачность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Куйбышев	Frnb, Ns	8	6	7	3	0	1	2	2	5	7	4	9
	Ns	9	7	5	1	0	0	0	0	1	2	5	6
Тамбов	Frnb, Ns	16	14	10	5	4	3	2	4	7	11	12	19
	Ns	2	3	3	0	0	0	0	0	0	1	2	2
Саратов	Ns	15	10	9	4	2	1	0	1	4	7	9	12
Харьков	Frnb, Ns	14	10	11	4	3	2	1	1	4	6	11	12
	Ns	0	1	0	1	1	0	—	0	1	1	0	0
Гумрак	Frnb, Ns	3	3	2	3	1	0	—	—	2	5	3	3
	Ns	16	11	11	3	1	0	0	0	2	2	9	11
Ростов-на-Дону	Frnb, Ns	13	11	9	7	2	1	0	1	2	5	7	10
	Ns	4	3	11	0	—	—	—	—	1	1	3	3
Минеральные Воды	Frnb, Ns	9	10	10	7	3	1	1	—	3	2	6	7
	Ns	1	3	1	1	1	0	0	—	1	1	2	2

Значительно меньшая повторяемость облачности Frnb, Ns в Волгограде по сравнению с Ns, вероятно, находится в связи с большей засушливостью района Волгограда по сравнению с другими рассматриваемыми районами. Большая засушливость района Саратова проявляется, в частности, и в том, что вероятность осадков после наблюдения Sb оказывается здесь, как было указано выше, значительно меньше, чем в Куйбышеве и Ростове-на-Дону.

Значительное превышение повторяемости Frnb, Ns над повторяемостью Ns в большинстве районов (облака Frnb без расположенных выше их Ns встречаются крайне редко) объясняется тем, что Frnb, как и Ns, являются результатом процессов, происходящих вблизи атмосферных фронтов, и связаны с выпадающими из Ns осадками, а также с усилением ветра и динамической турбулентности близ фронта. Заметим, что значительное превышение повторяемости Frnb, Ns над повторяемостью Ns в подавляющем большинстве районов подтверждается и нашими данными, обработанными по наблюдениям за 1936—1938 гг.

Данные табл. 1 получены как средние из всех четырех сроков наблюдений Frnb, Ns или Ns при нижней облачности ≥ 8 баллам. Подобные таблицы были получены, однако, и отдельно для каждого из четырех сроков наблюдений (1, 7, 13 и 19 часов). Эти таблицы здесь не приводятся.

Однако анализ таких месячных таблиц повторяемости Frnb, Ns или Ns по срокам наблюдений позволяет установить дополнительно новые и интересные факты. Важнейшим из них является то, что относительная повторяемость осадков из Frnb, Ns или Ns при наблюдении этих облаков в 19 часов оказывается на большинстве станций значительно ниже, чем при наблюдении их в другие сроки. Это обстоятельство необходимо учитывать и при прогнозе осадков (очевидно, это результат уменьшения мощности Ns к вечеру).

Указанная выше очень большая вероятность выпадения осадков после появления Frnb, Ns может служить надежным местным признаком предстоящей погоды (очень скорого выпадения осадков, усиления временами ветра и т. д.).

Причина большой вероятности осадков после наблюдения Frnb, Ns заключается не только в большой протяженности (площади, закрываемой ими), но и в том, что (даже если вертикальная мощность и влагозапасы Ns бывают порой и невелики) чаще всего облачная система из Frnb, Ns оказывается неоднородной и часто является, по существу, целым комплексом облачных мезофронтов. При последовательном прохождении таких облачных мезофронтов через пункт наблюдений небо после временного повышения нижней границы облаков и ослабления или прекращения осадков вновь затягивается низкими Frnb, Ns и осадки снова усиливаются. При этом такая картина пространственно-временных колебаний облачности и осадков (при увеличении интенсивности осадков на 2,5 мм/час толщина облаков увеличивается на 1 км) наблюдается при прохождении холодного и теплого фронтов. В среднем число «сеансов» выпадения осадков составляет 3—4 за сутки. Иными словами, прохождение главного атмосферного фронта сопровождается чаще всего последовательным прохождением еще нескольких мезофронтов с соответствующим комплексом погодных условий (осадками, ветром и т. д.).

Зная среднюю продолжительность осадков и скорость перемещения слоисто-дождевых облаков, можно оценить и приблизительную протяженность зоны осадков. Так, по данным О. А. Дроздова [3], средняя продолжительность осадков на ЕТС в холодное время года составляет

7—10 часов. С достаточным основанием среднюю скорость движения N_s можно считать близкой к скорости ветра на высоте около 1 км в холодное время года. По аэроклиматическим данным о ветре это будет около 10 м/сек. Отсюда легко получить протяженность L зоны осадков ($L = vt$) порядка 250—350 км.

В теплое время года скорость ветра несколько меньше, чем в холодное, но зато толщина и высота облаков больше, поэтому можно принять, что скорость дрейфа N_s останется приблизительно той же. Так как для ЕТС в теплое время года t составляет, по О. А. Дроздову, 2—5 часов, то, следовательно, L будет значительно меньше, чем в холодное время года, и составит в среднем для ЕТС около 70—180 км, а для засушливого района юго-востока ЕТС, где t не превышает 1,5—2 часов, протяженность облаков N_s , дающих осадки, будет не более 50—70 км.

Разумеется, это лишь порядок величин, так как в отдельных случаях и даже в средних величинах для разных районов L претерпевает весьма сильные колебания.

Из данных табл. 2 видно, насколько велика относительная повторяемость осадков спустя 3 и 6 часов после наблюдения F_{rnb} , N_s или N_s . Таблица наглядно показывает, насколько надежным местным признаком предстоящих осадков или чаще второго, а иногда и третьего и четвертого «сеансов» осадков являются F_{rnb} , N_s и N_s .

Сравнительно небольшое возрастание повторяемости осадков за 6-часовой период по сравнению с 3-часовым объясняется, естественно, тем, что спустя 3 часа значительная часть слоисто-дождевой облачности, особенно наиболее мощных фронтальных F_{rnb} , N_s , уже пройдет над пунктом наблюдений, высота их увеличится, а мощность всего массива фронтальной облачности уменьшится.

Ряд ценных данных по климатической характеристике осадков в зоне недостаточного увлажнения Украины и других районов ЕТС и по генезису осадков можно найти в работах М. П. Леонова [4], А. Н. Лебедева [5] и др.

Климатологический анализ генезиса осадков в зоне недостаточного увлажнения ЕТС

Такой анализ мы произведем на примере повторяемости различных форм облаков нижнего яруса с осадками в течение 6-часового интервала, предшествовавшего данному сроку наблюдений, когда наблюдалась данная облачность для Куйбышева (ГМО).

Вопрос ставится так: какие формы облаков чаще всего сопровождаются осадками в течение 6-часового интервала времени после их наблюдения (даже если осадки отмечались хотя бы в течение нескольких минут указанного 6-часового интервала)? Действительно, выше мы уже видели, что N_s в холодное время года в 90% случаев (в центре засухи, в Саратове, в 60%) сопровождаются осадками. Вероятность же осадков при наблюдении Sc или St значительно меньше и составляет для Sc около 50%, для St также около 50% [2]. Однако, если сами St и Sc наблюдаются чаще, чем N_s , то не может ли случиться, что сумма абсолютной повторяемости осадков после наблюдения St или Sc будет больше, чем повторяемость осадков при облаках N_s .

Для решения этого вопроса вычислим абсолютную повторяемость осадков за 6 часов при наблюдении в исходный срок данной формы облаков. Такие вычисления сделаны для облаков St , Sc , N_s , Cb и $Cu\ congest.$ (для As нет данных). Абсолютную повторяемость осадков

из облаков данной формы найдем как произведение абсолютной повторяемости данной формы облаков на относительную повторяемость осадков из данной облачности.

Таблица 3

Абсолютная повторяемость (%) осадков в течение 6 часов.
Куйбышев (1956—1962 гг.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$a_{St \rightarrow oc}$	9,4	5,2	3,0	0,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,9	4,6	10,8
$a_{Sc \rightarrow oc}$	9,4	13,2	6,5	3,9	3,7	4,8	4,5	4,6	9,0	8,0	7,9	13,6
$a_{Ns \rightarrow oc}$	12,9	11,4	8,0	2,8	0,7	0,0	0,8	0,6	4,7	5,7	7,5	10,7
$a_{Cb \rightarrow oc}$	0,0	0,8	1,0	2,6	7,1	7,2	5,2	5,5	4,0	3,1	1,7	0,0
$a_{Cu \rightarrow oc}$	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,5	0,7	0,4	0,0	0,0	0,0
$a_{St+Sc \rightarrow oc}$	18,8	18,4	9,5	4,3	3,7	4,8	4,8	4,6	9,0	9,9	12,5	24,4

Как видно из табл. 3, абсолютная повторяемость данной формы облаков нижнего яруса, сопровождающейся в течение 6 часов после их наблюдения осадками, оказывается наибольшей в холодное время года: в декабре для St ($a_{St \rightarrow oc} \approx 11\%$) и Sc ($a_{Sc \rightarrow oc} \approx 14\%$) и в январе для Ns ($a_{Ns \rightarrow oc} \approx 13\%$).

Это свидетельствует о том, что в зимнее время, особенно когда при пасмурном по нижней облачности состоянии неба абсолютная повторяемость осадков оказывается наибольшей, их вероятность почти одинакова как для Ns, так и для Sc (на третьем месте зимой осадки после облаков St). Большие и близкие значения дают $a_{Ns \rightarrow oc}$, $a_{Sc \rightarrow oc}$ и $a_{St \rightarrow oc}$ в декабре.

В июне и мае наибольшая повторяемость осадков отмечается, как и следовало ожидать, после кучево-дождевой облачности, когда $a_{Cb \rightarrow oc} \approx 7\%$; кроме того, она велика в июне после наблюдения Sc, когда $a_{Sc \rightarrow oc} \approx 5\%$. На втором месте после $a_{Cb \rightarrow oc}$ оказывается абсолютная повторяемость Sc, дающих затем осадки ($a_{Sc \rightarrow oc}$) также в мае, июле и августе. Отсюда становится понятным отмеченный нами ранее факт, что в сроки до и после наблюдения Cb чаще всего наблюдаются облака Sc, связанные часто в таких случаях с развивающимся мезофронтом, вскоре переходящим в фронт Cb, а при распаде Cb — в фронт Sc и, наконец, в гряды Cu и Ig, которые затем тают.

Для раннего периода весны (март) характерна прежде всего наибольшая абсолютная повторяемость осадков после наблюдения слоисто-дождевых облаков ($a_{Ns \rightarrow oc} \approx 8\%$), а для апреля — после наблюдения слоисто-кучевых облаков ($a_{Sc \rightarrow oc} \approx 4\%$). Осенью и в начале зимы (декабрь) весьма характерным является отчетливо выраженное преобладание абсолютной повторяемости осадков после наблюдения Sc.

Несомненно, однако, что в данном случае, когда Sc дают в последующем осадки, чаще всего дело идет о Sc, предшествующих облачной системе холодного фронта или фронта окклюзии.

Таким же образом были вычислены абсолютные повторяемости $a_{Ns \rightarrow oc}$ и $a_{Cb \rightarrow oc}$ для станций Ростов-на-Дону, Саратов и Гумрак. Данные табл. 4 показывают, что в холодное время года, с сентября по апрель, $a_{Ns \rightarrow oc}$ больше, чем $a_{Cb \rightarrow oc}$. В мае абсолютная повторяемость осадков после наблюдения Cb уже существенно больше, чем после Ns, а летом основная часть осадков связана с развитием кучево-дождевой

Таблица 4

Абсолютная повторяемость a (%) осадков в течение 6 часов после срока наблюдений, когда наблюдались данные формы облаков (1956—1962 гг.)

Форма облаков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ростов-на-Дону												
Ns	12,1	9,7	9,2	5,1	2,0	0,0	0,0	0,0	2,8	4,6	8,8	11,8
Cb	0,0	0,0	1,0	0,9	3,0	3,9	2,5	3,0	1,8	0,8	0,0	0,8
Саратов												
Ns	9,8	6,8	6,5	2,4	1,4	0,8	0,0	1,0	2,6	4,1	5,2	7,4
Cb	0,0	0,8	0,0	1,2	2,1	2,9	2,2	2,2	0,8	0,8	0,0	0,0
Гумрак												
Ns	14,0	11,0	10,1	3,9	2,6	1,0	0,4	0,0	3,9	8,9	11,0	12,7
Cb	0,0	0,0	0,0	0,7	3,0	2,4	2,5	2,7	1,9	0,8	0,0	0,0

облачности, $a_{Ns \rightarrow oc}$ весьма мало. Это связано с большим развитием конвекции на атмосферных фронтах.

Следует наконец подчеркнуть, что очень большая абсолютная повторяемость осадков в холодное время года ни в коем случае не означает, что и выпадает большое количество осадков. Это означает лишь, что осадки как метеорологическое явление наблюдаются в это время года чаще, чем летом, и отличаются большей их продолжительностью (в течение суток часто наблюдается несколько дождей и особенно снегопадов).

При большей же продолжительности осадков [3, 4, 5] будет велико и число случаев выпадающих осадков за сутки в холодное время года по сравнению с числом дождей за сутки в теплое время года.

Если же говорить о среднем суточном количестве осадков, то в большинстве районов при меньшей вероятности осадков количество их летом будет значительно больше, чем зимой. Отсюда вытекает, что поскольку зимой природная вероятность осадков при Ns, St или Sc достаточно велика, то целью активных воздействий на слоистообразную облачность является повышение интенсивности осадков при той же, т. е. природной, или, что еще лучше, большей вероятности.

Вертикальные самолетные зондирования в засушливом районе юго-востока Европейской территории СССР дают возможность найти ряд интересных пространственно-временных характеристик в этом районе. Особенно интересны в этом отношении те асинхронные связи, которые могут быть обнаружены на основе материалов самолетных зондирований между толщиной m облаков, высотой их нижней границы, температурой $t_{в.г}$ и удельной влажностью $q_{в.г}$ на их верхней границе и количеством осадков, выпавших за 12 часов после зондирования.

Как видно из данных табл. 5, вероятность осадков, особенно осадков $>0,1$ мм, за 12 часов возрастает с увеличением толщины облаков и с увеличением удельной влажности $q_{в.г}$ на верхней границе. Это и понятно, так как рост обоих факторов указывает на увеличенное влагосодержание облачной системы до больших высот.

Связь осадков с температурой на верхней границе облаков $t_{в.г}$ оказывается несколько хуже, но, в общем, с уменьшением $t_{в.г}$ (что связано, очевидно, и с ростом толщины облака) вероятность последующих осадков увеличивается. Так, при высоте нижней границы Ns меньше

Таблица 5
Вероятность (%) осадков в течение 12 часов после наблюдения Fгпб, Ns или Ns (Ростов-на-Дону, 1957—1961 гг.; Куйбышев, 1957—1961 гг.; Гумрак, 1957—1962 гг.). Холодный период

Удельная влажность на верхней границе (г/кг)											
Толщина облаков (м)	0—2,0		число случаев	2,1—4,0		число случаев	>4,0		число случаев	>0	число случаев
	0,0, 0,1	>0,1		0,0, 0,1	>0,1		0,0, 0,1	>0,1			
	количество осадков (мм)										
—	0,0, 0,1	>0,1	—	0,0, 0,1	>0,1	—	0,0, 0,1	>0,1	—	0,0, 0,1	>0,1
Облака, не давшие осадков в срок наблюдений											
<400		(100)	1	42	8	50	12	2	33	13	54
400—800	50	50	4	18	27	55	11	3	28	17	15
800—1200				20	10	70	10	3	7	23	18
1200—1600	67	33	3	25	12	63	8	1	17	25	13
1600—2000		100	2						0	0	12
>2000	12	88	8		(100)		1		11	11	2
Всего . . .	11	17	18	29	14	57	42	9			69
Облака, давшие осадки в срок наблюдений											
<400		70	20		21	79	29	18	13	16	81
400—800	10	20	13		5	95	22	4	0	15	67
800—1200		13	8		23	77	22	7	0	16	39
1200—1600		25	5			100	11	3	0	9	37
1600—2000		100	16		25	100	8	3	0	0	22
>2000	6	13				75	8	3	0	0	13
Всего . . .	4	19	70	0	14	86	100	35	4	18	27
											205

Примечание. Знак тире (—) в головке означает отсутствие осадков; цифры в скобках — меньшую надежность результатов из-за малых чисел наблюдений.

1 км вероятность осадков за 12 часов более 0,1 мм при температуре у верхней границы N_s составляет:

$t_{в.г.}$ (от, до)	0	0, —4	—4, —8	—8, —12	—12, <—16	—16
Осадки (%)	67	58	76	70	82	66

Впрочем, при $t_{в.г.}$ ниже -16° число случаев мало.

Обращает на себя внимание еще то, что при отдельном рассмотрении вероятности осадков из N_s , уже дававших осадки в срок их наблюдения и не дававших осадки при тех же значениях $q_{в.г.}$ и той же толщине облаков, вероятность осадков $>0,1$ мм из N_s , уже сопровождавшихся осадками в срок наблюдений, оказывается значительно больше, чем из N_s , не дававших осадки (табл. 5).

Таблица 6

Вероятность (%) различной продолжительности осадков при наблюдении слоисто-дождевых облаков в 19 часов (холодный период 1956—1962 гг.)

Направление ветра (квадранты)	Продолжительность (часы)										Число случаев
	без осадков	0—1	1—2	2—3	3—4	4—6	6—8	8—10	10—15	>15	
Винница											
С	0	15	11	8	11	15	11	6	20	3	35
З	7	7	13	7		20	20	13	7	7	15
Ю	17	22	9	4	9		13	13	9		23
В		20	15	10		30	10	5	10	4	20
Штиль							(100)				1
Харьков											
С	18	9	18		5	9	13	5	18	5	22
З	12	12	12	5		18	24	12	5		17
Ю	20	12	12	16	4	11	8	11	4	2	49
В	9	9	21	9	9	19	9	6		9	33
Штиль				60			20		20		5

Наконец, данные табл. 6 показывают вероятность (%) различной продолжительности осадков при наблюдении слоисто-дождевых облаков (N_s и $Frnb, N_s$) в 19 часов при различных направлениях ветра (по квадрантам) у земной поверхности (флюгер).

Из табл. 6 видно, что наибольшая вероятность большой продолжительности осадков наблюдается при западных ветрах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В. Об эволюции облачности холодных фронтов на ЕТС. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
2. Заварина М. В., Гауль М. Л. Некоторые характеристики слоистообразных облаков в зоне недостаточного увлажнения ЕТС (см. в данном сборнике).
3. Дроздов О. А. Продолжительность выпадения осадков как климатическая характеристика. Труды Второго Всесоюзного географического съезда, т. 2, 1948.
4. Леонов М. П. Некоторые данные об опытах по интенсификации зимних осадков. Метеорология и гидрология, № 1, 1965.

5. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1964.
6. Михель В. М. Климатологическая характеристика атмосферных фронтов и их эволюции в связи с облачностью и осадками в некоторых районах Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
7. Михель В. М. Исключительные по продолжительности и интенсивности гроза и ливень в районе Ленинграда. Труды ГГО, вып. 176, 1965.
8. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеоздат, Л., 1959.
9. Никандров В. Я. Элементарные процессы фазовых преобразований воды в атмосфере при активных воздействиях на переохлажденные облака и туманы с помощью твердой CO_2 . Сб. «Исследование облаков, осадков и атмосферного электричества». Изд. АН СССР, 1961.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеоздат, Л., 1964.

М. В. ЗАВАРИНА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТЫ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В статье рассматриваются изменения вертикального градиента температуры воздуха и относительной влажности у верхней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков. Проводится сравнение высот верхней границы облаков, определенных с самолета и по данным радиозондирования.

Сведения о высоте верхней границы и о толщине облачных слоев необходимы прежде всего для авиации. Без этих данных трудно производить расчеты влагооборота в атмосфере, решать вопросы, связанные с оценкой активных воздействий на облака, и ряд других проблем метеорологии.

Наиболее точно высота верхней границы облаков определяется при самолетных зондированиях атмосферы. Однако этот метод исследования атмосферы, по ряду причин находит весьма ограниченное применение. Сеть станций, проводящих самолетное зондирование, редка, станции расположены в наиболее обжитых районах. Кроме того, не на многих станциях самолетное зондирование проводится систематически. Естественно поэтому, что большое практическое значение приобретают косвенные методы определения верхней границы облаков.

За последние годы находит развитие метод определения верхней границы облаков с помощью радиолокаторов, а также по радиационной температуре воздуха, фиксируемой метеорологическими спутниками и по среднему вертикальному градиенту температуры нижележащего слоя атмосферы [2].

Однако более точно высоту верхней границы облаков можно определить по результатам радиозондирования. Для этой цели необходимо знать изменение температуры и влажности воздуха у верхней границы облака. Попытки определять высоту верхней границы облаков по данным температурного зондирования были сделаны Пепплером в двадцатых годах текущего столетия путем использования привязных шаров-зондов и воздушных змеев. В тридцатых годах для этой цели стали использовать радиозондовые наблюдения. В последние годы этот метод приобретает перспективность, так как сеть станций, производящих радиозондирование атмосферы, с каждым годом увеличивается, подъемы радиозондов производятся довольно регулярно, по нескольку раз в сутки, и инерционная ошибка приборов у современных радиозондов значительно уменьшилась.

За последнее время выполнено ряд работ по изучению значений метеорологических элементов и их изменений у верхней границы облаков различных форм [3, 6, 7 и др.]. Результаты этих работ позволяют считать возможным определять высоту верхней границы облаков по изменению температуры и влажности воздуха с высотой. Очевидно, что этот метод может дать наилучшие результаты применительно к слоистым и слоисто-кучевым облакам. Пользуясь терминологией А. Х. Хргиана [7], будем называть их слоистообразными.

Известно, что слоистообразные облака чаще всего являются внутримассовыми и редко фронтальными [4, 7]. Даже в тех случаях, когда появление их обусловлено прохождением фронта, они наблюдаются на значительном расстоянии от линии фронта. Как правило, слоистообразные облака образуются под инверсией. Эта особенность слоистообразных облаков позволяет определять высоту их верхней границы по изменению температуры воздуха с высотой. Вопрос заключается в том, с какой точностью возможно это определение.

Основная задача данной работы заключалась в том, чтобы выяснить, с какой точностью можно определить высоту верхней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков по изменению метеорологических элементов с высотой. Для выполнения поставленной задачи по материалам аэрологических наблюдений трех станций было установлено изменение температуры и влажности воздуха у верхней границы облаков указанных форм, проведено сравнение профилей температуры и влажности вблизи верхней границы, зафиксированной самолетом и радиозондом, и дана оценка ошибок определения высоты верхней границы облаков по данным радиозонда. Все три пункта выбраны в засушливых районах Европейской территории Советского Союза, для которых необходима оценка эффективности активных воздействий на облака с целью вызывания осадков.

Вследствие различной инерции термодатчиков радиозонда и самолета возможно, что при зондировании один из приборов отмечает инверсию температуры, в то время как второй фиксирует лишь изотермию или уменьшение градиентов температуры с высотой, но до значений больших нуля. Поэтому необходимо было сравнить результаты температурного зондирования тем и другим способом.

Такое сравнение было произведено по данным наблюдений в Волгограде. Оказалось, что из 51 случая инверсий, наблюдавшихся над слоистыми облаками при самолетном зондировании в холодное время года за период 1957—1963 гг., в 69% радиозондом была отмечена также инверсия, а в остальных 31% случаев радиозонд отметил изотермию или некоторое уменьшение вертикального градиента температуры. Однако, этот градиент при выходе из облака оставался больше нуля.

За тот же период инверсия над слоисто-кучевыми облаками при самолетном зондировании наблюдалась тоже в 51 случае. Радиозондами она зафиксирована только в 55% случаев; в остальных 45% случаев радиозонд отметил изотермию или уменьшение градиента температуры с высотой и в двух случаях их возрастание.

В среднем инверсия над слоистообразными облаками была отмечена как радиозондом, так и самолетом в 63% случаев. Возможно, такая несогласованность данных температурного зондирования, полученных разными методами, объясняется не только спецификой метода зондирования, но также удалением друг от друга станций радио- и самолетного зондирования и несовпадением сроков зондирования. Эти факторы могли оказаться существенными при быстрой изменчивости

температурной стратификации атмосферы во времени и пространстве и в случаях большой изменчивости высоты верхней границы облаков.

Следует заметить, что и по самолетному зондированию не всегда над слоистообразными облаками отмечается инверсия температуры. Это можно видеть по табл. 1, в которой приводится повторяемость различных изменений градиента температуры воздуха при выходе самолета из облачного слоя.

Таблица 1

Повторяемость различных изменений градиента температуры воздуха (γ) при выходе из облачного слоя (%)

Форма облаков	Изменение γ при выходе из облака			Число наблюдений	Изменение γ при выходе из облака			Число наблюдений
	инверсия	уменьшение	увеличение		инверсия	уменьшение	увеличение	
Волгоград					Ростов-на-Дону			
St	66	9	25	138	69	16	15	172
Sc	68	16	16	226	65	16	19	349

Эти значения повторяемости рассчитаны по данным самолетных зондирований за 1957—1963 гг. в Волгограде и Ростове-на-Дону.

Во второй графе таблицы приводится повторяемость инверсий над слоистыми и слоисто-кучевыми облаками, в третьей графе дана повторяемость уменьшения вертикального градиента температуры до значений, равных нулю (изотермия) или несколько больших нуля, в четвертой графе приведена повторяемость тех случаев, когда при выходе из облака вертикальный градиент температуры увеличивался по сравнению с градиентом в облачном слое.

В ряде случаев, как видно из табл. 1, самолет вместо инверсии отмечает лишь уменьшение вертикального градиента температуры, однако последний не становится меньше нуля.

Повторяемость инверсий над слоистыми и слоисто-кучевыми облаками в осенне-зимний период (когда эти облака наблюдаются часто) в районе Ленинграда и Одессы примерно такая же, как и в Волгограде и Ростове-на-Дону [3].

В табл. 1 оказался довольно значительным процент облаков, у верхней границы которых наблюдается увеличение вертикального градиента температуры. Проверка показала, что градиент температуры увеличивается при выходе из облачного слоя преимущественно в тех случаях, когда над данным облачным слоем наблюдаются другие облачные слои, т. е. когда облака являются двухслойными, трехслойными или имеют большее число слоев.

В табл. 2 приведены данные изменения вертикальных градиентов температуры воздуха при выходе из облачных слоев в зависимости от слоистости облачности: в левой половине таблицы приводятся данные для однослойной облачности, в правой — для облаков, над которыми наблюдался один или большее число облачных слоев той или иной формы.

По данным табл. 2 можно видеть, что распределение случаев с различными градиентами температуры над слоистообразными облаками не зависит от их формы и местоположения: повторяемость инверсии над однослойными облаками той и другой формы в обоих пунктах

Таблица 2

**Изменения температурных градиентов при выходе из облаков
в зависимости от слоистости облачности**

Форма облаков	Однослойная облачность				Многослойная облачность				Число наблюдений
	инверсия	уменьше- ние	увеличе- ние	общее число слу- чаев	инверсия	уменьше- ние	увеличе- ние	общее число слу- чаев	
Волгоград									
St	55	0	10	65	36	12	23	73	138
Sc	62	7	14	83	92	28	23	143	226
St и Sc	117	7	24	148	128	40	48	216	364
%	80	4	16	59	59	19	22		
Ростов-на-Дону									
St	76	9	10	95	53	22	22	97	192
Sc	137	17	26	180	89	43	40	172	352
St и Sc	213	26	36	275	142	65	62	269	544
%	77	10	23		53	24	23		
Волгоград и Ростов-на-Дону									
St и Sc	330	33	60	423	270	105	110	485	908
%	78	7	15		55	22	23		

(Ростов-на-Дону и Волгоград) составляет около 80%, а над облаками, имеющими над собой другой слой облаков, — около 55%. Над однослойными облаками увеличение градиента отмечено примерно в 15% случаев, над многослойными — в 23%.

Учитывая, что не только радиозонд, но и самолет, выходя из облака, иногда отмечает вместо инверсии изотермии или уменьшение градиента температуры, значения которого все же остаются положительными, при использовании радиозондовых данных за критерий выхода из облака следует считать не только случаи перехода в слой инверсии, но также переход к изотермии или уменьшению градиента температуры. Тогда в случаях однослойной облачности по изменению температуры воздуха с высотой в 80—85% случаев можно определить ее верхнюю границу.

При наличии облаков над рассматриваемым слоем инверсия температуры отмечается реже, чем при однослойной облачности. Однако если принять во внимание случаи уменьшения градиентов температуры над облаком, то сумма этих случаев (инверсия и уменьшение градиента) составляет 77% от всех наблюдаемых облаков.

Можно было предположить, что изменение температуры воздуха с высотой зависит от толщины между облачной прослойкой. Для проверки этого предположения по наблюдениям тех же двух аэрологических станций (Волгоград и Ростов-на-Дону) были отобраны случаи с двухслойной облачностью. Они были разбиты на группы в зависимости от толщины междуоблачной прослойки: менее 600 м, от 600 до 1200 м и более 1200 м. Для каждой из этих групп подсчитано число случаев различных изменений градиента температуры при выходе самолета из первого (нижнего) облачного слоя. Результаты представлены в табл. 3.

Таблица 3

Изменение вертикального градиента температуры воздуха (γ) с высотой у верхней границы облака при различной толщине междуоблачных прослоек

Толщина прослойки (км)	Уменьшение γ		Увеличение γ	Число случаев
	инверсия	без инверсии		
$\leq 0,6$	53	25	22	134
$0,6-1,2$	63	13	24	78
$> 1,2$	62	13	25	108

Оказалось, что чем толще безоблачная прослойка, тем вероятнее наличие над ней слоя инверсии. При наличии второго облачного слоя над первым на расстоянии менее 600 м только в 53% случаев при выходе из первого слоя самолет отмечал инверсию и в 25% случаев отмечалось уменьшение градиента температуры по сравнению с градиентом в облаке, однако, значение его оставалось положительным или равным нулю. Такой же процент инверсий над облаками отмечен при наличии над данным слоем еще двух слоев облачности. Таких случаев рассмотрено 154. При толщине междуоблачной прослойки, превышающей 600 м, инверсия отмечалась более чем в 60% случаев. По-видимому, в преобладающем большинстве случаев образование слоистообразной облачности сопровождается появлением слоя инверсии над ней, даже если выше находится другой слой облаков. Однако, чем выше этот второй слой облаков над первым, тем более значительное изменение градиента температуры наблюдается над верхней границей нижнего слоя облаков. Возможно, что надоблачный инверсионный слой при многослойной облачности является более тонким, чем при однослойной, и поэтому не всегда отмечается зондирующими приборами.

Вторым критерием для определения высоты верхней границы облачных слоев может служить изменение относительной влажности воздуха с высотой.

Таблица 4

Повторяемость изменений относительной влажности у верхней границы облаков (%)

Пункт	Изменение влаж-ности при выходе из облака			Общее число наблюдений	Изменение влажности при выходе из облака			Общее число наблюдений	
	умень-шается	не ме-няется	увели-чивается		умень-шается	не ме-няется	увели-чивается		
Слоистые					Слоисто-кучевые				
Куйбышев	74	22	4	163	77	19	4	356	
Волгоград	75	16	9	138	84	11	5	226	
Ростов-на-Дону	76	22	2	187	74	22	4	349	
Ленинград	64	31	5	63	77	21	1	107	
Одесса	96	0	4	31	92	6	2	65	

В табл. 4 представлена повторяемость различных изменений влажности у верхней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков. Таблица рассчитана по наблюдениям трех станций.

В последних двух строчках таблицы приводятся для сравнения те же данные для зимнего сезона, полученные ранее по данным станций Ленинград и Одесса [3].

Повторяемости уменьшения влажности воздуха при выходе из облачного слоя, рассчитанные по данным трех пунктов, являются довольно близкими. На основании табл. 4 можно заключить, что в 75% случаев высота верхней границы облака может быть определена по уменьшению относительной влажности с высотой.

Сравнивая полученные результаты с данными табл. 1, можно видеть, что увеличение влажности воздуха при выходе из облачного слоя отмечается значительно реже, чем увеличение вертикального градиента температуры. Однако значительным оказался процент случаев, когда относительная влажность над облаком имела то же значение, что и в облаке. Наличие их, по-видимому, может быть объяснено лишь инерцией прибора, измеряющего влажность при отрицательной температуре воздуха. Несколько точнее и в большем числе случаев высоту верхней границы облаков можно определить при использовании данных об изменении с высотой как температуры, так и влажности воздуха.

Таблица 5

Повторяемость различных изменений температуры и относительной влажности воздуха у верхней границы облачных слоев (%). Куйбышев, Волгоград, Ростов-на-Дону

Форма облаков	Инверсия			Уменьшение γ			Увеличение γ			Число наблюдений
	Относительная влажность									
	умень- шается	не ме- няется	увеличи- вается	умень- шается	не ме- няется	увеличи- вается	умень- шается	не ме- няется	увеличи- вается	
St	66	11	4	5	5	0	5	4	0	488
Sc	60	9	2	9	5	1	8	4	2	941
St, Sc	62	10	2	8	5	1	7	4	1	1429

Из табл. 5 видно, что одно из условий (наличие инверсии, уменьшение градиента температуры или уменьшение относительной влажности при увеличении градиента температуры) выполняется не менее чем в 90% случаев при выходе самолета из облака. Эта таблица получена в результате анализа наблюдений над 1429 облачными слоями в течение 1957—1963 гг. над станциями в районах Куйбышева, Волгограда и Ростова-на-Дону. Уменьшение градиента при выходе из облака и понижение относительной влажности одновременно наблюдалось примерно в 70% случаев. В табл. 5 вошли все случаи однослойной и многослойной облачности. По-видимому, вероятность этих сочетаний над облаками, выше которых наблюдается ясное небо, будет больше.

Воспользовавшись полученными закономерностями изменения метеорологических элементов у верхней границы облаков, мы попытались по данным радиозондовых наблюдений определить высоту верхней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков. Значения высот, полученных

по одному из вышеуказанных условий по радиозондам сравнивались со значениями высот, определенных по самолетным зондированиям.

При подобных оценках точности определения высоты верхней границы облаков по изменению температуры и относительной влажности с высотой следует иметь в виду, что зондирование атмосферы двумя методами (самолетом и радиозондом) происходит не одновременно. Кроме того, пункты вылета самолета и выпуска радиозонда находятся на некотором расстоянии друг от друга. Если высота верхней границы рассматриваемых форм облаков существенно меняется во времени и пространстве, то нельзя ожидать хорошего совпадения высот облаков, определяемых двумя методами.

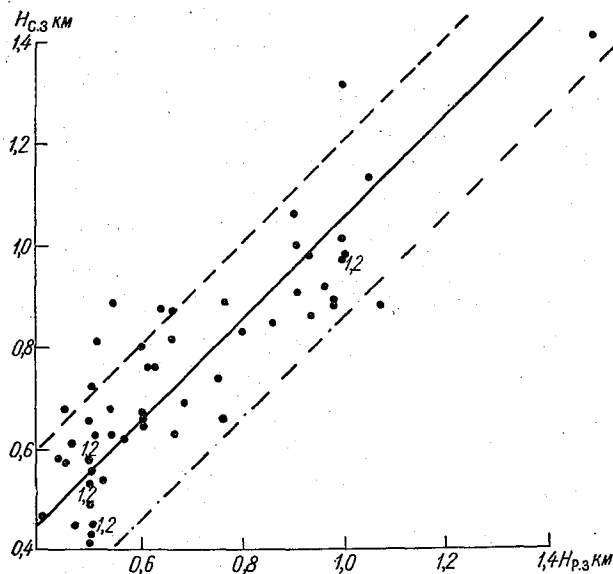


Рис. 1. График связи между высотами верхней границы слоистых облаков, определенных при самолетном зондировании $H_{c.z}$ и по данным радиозонда $H_{p.z}$.

Известно, что нижняя граница слоистых облаков колеблется от 20 до 200 м за интервалы времени 7—12 мин. [5]. Изменчивость верхней границы облаков во времени и пространстве еще недостаточно изучена. Хотя можно предполагать, что если облака располагаются под слоем инверсии, то их верхняя граница должна быть более устойчивой, чем нижняя, однако, она также не остается неизменной во времени и пространстве. Единичные сравнения высот верхней границы облаков, определяемых с самолета, показали, что ошибка может достигать нескольких десятков метров, а в отдельных случаях и больше 100 м [1].

На рис. 1 представлен график корреляционной связи между высотами верхней границы слоистых облаков, определенными по радиозонду и самолету. Для построения их использованы данные наблюдений аэрологической станции Волгоград.

При самолетном зондировании за рассматриваемый период в Волгограде была отмечена слоистая облачность 81 раз. Однако в 24 случаях высота верхней границы облаков не могла быть определена по данным радиозонда, так как при радиозондировании была отмечена

другая форма облаков или наличие ясного неба, или данные о форме облаков отсутствовали. Такое расхождение в данных об облачности свидетельствует о ее изменчивости во времени. На график нанесены результаты сравнения высот верхней границы облачности, определенных двумя способами в 57 случаях. Среди этих 57 случаев расхождения во времени зондирования самолетом и радиозондом 19 раз было менее 0,5 часа и 17 раз более 2 часов.

На графике (рис. 1) видно, что чаще высота верхней границы облаков, получаемая по данным радиозонда, несколько ниже, чем определяемая с самолета. Средняя разница между высотами составляет 50 м.

Если в значение высоты верхней границы облаков, определенной по данным радиозонда, ввести эту среднюю поправку, то в 52 случаях (что составляет 91%) высота верхней границы с точностью до ± 150 м будет соответствовать высоте, определенной с самолета.

Четыре точки на графике, оказавшиеся за пределами ± 150 м, соответствуют тем случаям, когда расхождение во времени зондирования составляло не менее 2 часов. В 74% случаев высота верхней границы слоистых облаков, полученная по данным радиозонда, отклоняется от высот, полученных при самолетном зондировании, на ± 100 м.

Аналогичные сравнения высот верхней границы слоисто-кучевых облаков показали, что в 90% случаев отклонения высот, определенных разными методами, не превышают ± 150 м. Несколько большее расхождение в высотах верхней границы слоисто-кучевых облаков по сравнению со слоистыми (отклонения менее 100 м составили у Sc меньший процент, чем у St), по-видимому, связано с большей их изменчивостью во времени и пространстве, а также с менее резкой верхней границей этих облаков. При отсутствии же резко выраженной верхней границы облаков высота ее и с самолета определяется со значительной погрешностью. Ошибка определения верхней границы этих облаков с самолета может достигать 100 м и более.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что по изменениям температуры и влажности воздуха с высотой, фиксируемым с помощью радиозонда, в преобладающем числе случаев можно определить верхнюю границу слоистообразных облаков с точностью, не меньшей, чем та, которая получается при самолетном зондировании. По радиозондовым наблюдениям затруднительно определить толщину междуоблачных прослоек, а следовательно, и суммарную мощность многослойной облачности, особенно в тех случаях, когда прослойки между слоями имеют небольшую толщину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровиков А. М., Костарев В. В. О точности измерения высоты облаков радиолокационным методом. Труды ЦАО, вып. 36, 1961.
2. Гаевский В. Л., Гусева Л. Н. Определение высоты верхней границы облаков по данным метеорологических спутников. Труды ГГО, вып. 166, 1964.
3. Заварина М. В., Курбатова А. В. Аэрологические характеристики верхней границы облаков. Труды НИИАК, вып. 14, 1961.
4. Зак Е. Г. Характеристика фронтальной облачности по данным самолетных подъемов. Метеорология и гидрология, № 8, 1937.
5. Зак Е. Г., Марфенко О. В. Структура нижней кромки облачного покрова. Труды ЦАО, вып. 7, 1952.
6. Половина И. П. Некоторые характеристики облаков, дающих осадки. Труды УкрНИГМИ, вып. 31, 1962.
7. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргиана. Л., 1961.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Е. Анапольская. Оттепели и их влияние на долговечность зданий . . .	3
К. Ш. Хайруллин. Оттепели и их типизация . . .	9
✓ М. В. Заварина, Ц. А. Швер. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР . . .	16
Ф. Я. Клинов. К исследованиям гололедно-изморозевых отложений в нижнем 300-м слое атмосферы . . .	33
М. В. Заварина, В. Г. Цвєрава. О вертикальном распределении сильных ветров в пограничном слое атмосферы . . .	45
В. И. Липовская. Распределение плотности снежного покрова по территории СССР . . .	53
Г. Ф. Ивлева. О расчетных температурах наружного воздуха для облегченных конструкций . . .	59
А. А. Гербурт-Гейбович, В. К. Лицкевич. Об оценке климата в типологии жилищ . . .	69
М. М. Борисенко. О некоторых особенностях временной структуры наземных полей температуры и давления . . .	82
М. В. Заварина, М. Л. Гауль. Некоторые характеристики слоистообразных облаков в зоне недостаточного увлажнения Европейской территории СССР . . .	88
В. М. Михель. Пространственно-временные характеристики слоисто-дождевой облачности в районах недостаточного увлажнения Европейской территории СССР . . .	100
М. В. Заварина. Определение высоты верхней границы слоистообразных облаков по данным радиозондовых наблюдений . . .	111

Труды ГГО, вып. 200.

Прикладная климатология

Редакторы *Е. И. Ильиных* и *Е. Г. Роговская*

Техн. редактор *М. Я. Флаум*.

Корректор *Е. В. Пелякова*

Сдано в набор 5/VII 1966 г. Подписано к печати 9/XI 1966 г.
Бумага 70×108. Бум. л. 3,75. Печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 9,97.

Тираж 810 экз. М-11370. Индекс МЛ-80.

Гидрометеорологическое издательство.

Ленинград В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 538

Цена 70 коп.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
Ленинград, Прачечный пер., д. 6