

78
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

15

Т Р У Д Ы

ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. ВОЕЙКОВА

ВЫПУСК 161

ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук
М. В. ЗАВАРИНОЙ

185875

Б И Б Л И О Т Е К А
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1964

УДК 551.58

АННОТАЦИЯ

В сборнике помещены статьи по вопросам прикладной климатологии и практики обслуживания различных отраслей народного хозяйства.

Представляет интерес для климатологов, строителей, инженеров — проектировщиков, планировщиков.

КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И КАЗАХСТАНА ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА

Освещены вопросы климатического районирования применительно к запросам проектирования и строительства различных сооружений. Для оценки возможных теплотерь зданий в зимнее время использованы данные о совместном действии температуры и скорости ветра. Проведено климатическое районирование территории Западной Сибири и Казахстана.

При проектировании различных зданий и сооружений используются многочисленные климатические данные. Однако учет метеорологических условий при проектировании и строительстве страдает значительными недостатками, ухудшаются условия быта и труда людей. Так, например, при расчете ограждающих конструкций и систем отопления, согласно «Строительным нормам и правилам» (СН и П), используются данные о температуре самой холодной пятидневки, а влияние ветра определяется лишь добавками, составляющими 5 или 10% (от величины теплотерь). Однако, как показано в некоторых работах [3, 5], недоучет влияния ветра приводит к неправильному определению теплотерь зданий. В некоторых случаях теплотери зданий, вычисленные без учета влияния ветра, бывают занижены в 2—3 раза. Специальные натурные исследования, проведенные на Крайнем Севере [2], показали, что в зимнее время температура воздуха внутри помещений зависит от скорости ветра. Так, в наветренных и подветренных комнатах температура различается на 5—8°. Охлаждающее действие ветра настолько велико, что в некоторых домах температура внутри помещений часто бывает намного ниже нормы.

При проектировании жилищ определяющими при выборе типа здания принимаются данные о средней месячной температуре воздуха, средней скорости ветра, средней относительной влажности воздуха. Естественно, что средние величины не могут достаточно полно охарактеризовать условия эксплуатации будущего сооружения. Кроме того, средние данные не являются расчетными при выборе тех или иных конструкций. Используемое в СН и П климатическое районирование для жилищного строительства имеет ряд недостатков, которые подробно рассмотрены в работе автора [1].

При районировании Западной Сибири и Казахстана, так же как и при районировании Европейской территории СССР [1], были использованы комплексные характеристики, дающие возможность более полно учесть особенности климата исследуемого района. Одним из важнейших

Повторяемость скоростей ветра по градациям

Скорость ветра, м/сек.	Показатели	Температура воз								
		0,0, -2,0	-2,1, -4,0	-4,1, -6,0	-6,1, -8,0	-8,1, -10,0	-10,1 -12,0	-12,1, -14,0	-14,1, -16,0	-16,1, -18,0
0—1	Число случаев	124	94	77	69	69	78	105	78	108
	t_3 град.	-1	-3	-5	-7	-9	-11	-13	-15	-17
	Процент	0,393	0,299	0,244	0,219	0,219	0,248	0,333	0,248	0,343
2—3	Число случаев	284	245	178	184	217	214	218	218	218
	t_3 град.	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18
	Процент	0,901	0,777	0,565	0,584	0,688	0,679	0,692	0,692	0,692
4—5	Число случаев	409	341	296	302	331	316	315	326	288
	t_3 град.	-3	-5	-7	-9	-12	-14	-16	-18	-20
	Процент	1,298	1,082	1,939	0,953	1,050	1,003	1,000	1,033	0,914
6—7	Число случаев	325	244	248	256	250	224	197	186	201
	t_3 град.	-5	-7	-10	-12	-14	-17	-19	-22	-24
	Процент	1,031	0,774	0,787	0,812	0,793	0,710	0,625	0,590	0,637
8—9	Число случаев	178	170	153	156	143	142	114	111	114
	t_3 град.	-7	-10	-13	-15	-18	-21	-23	-26	-29
	Процент	0,565	0,539	0,485	0,495	0,453	0,450	0,362	0,352	0,362
10—11	Число случаев	77	75	71	73	81	65	60	53	32
	t_3 град.	-10	-13	-16	-19	-22	-25	-28	-31	-34
	Процент	0,244	0,238	0,225	0,231	0,257	0,207	0,191	0,168	0,101
12—13	Число случаев	33	37	43	43	41	36	37	27	18
	t_3 град.	-14	-17	-21	-24	-27	-31	-34	-37	-41
	Процент	0,104	0,118	0,136	0,136	0,130	0,114	0,118	0,086	0,057
14—15	Число случаев	15	12	21	28	16	20	20	14	11
	t_3 град.	-18	-21	-25	-29	-33	-36	-40	-44	-48
	Процент	0,048	0,038	0,066	0,089	0,051	0,063	0,063	0,045	0,035
16—17	Число случаев	15	12	11	7	9	6	9	4	3
	t_3 град.	-22	-26	-30	-34	-38	-42	-46	-51	-55
	Процент	0,048	0,038	0,035	0,022	0,029	0,019	0,029	0,013	0,009
18—20	Число случаев	2	2	1	7	4	1	1	2	1
	t_3 град.	-26	-30	-35	-39	-44	-49	-53	-58	-63
	Процент	0,006	0,006	0,003	0,022	0,013	0,003	0,003	0,006	0,003
21—24	Число случаев		1							
	t_3 град.		-40							
	Процент		0,003							

Таблица 1

при температуре 0° и ниже. Ст. Омск, степная

духа, °С (от—до)

—18,1, —20,0	—20,1, —22,0	—22,1, —24,0	—24,1, —26,0	—26,1, —28,0	—28,1, —30,0	—30,1, —32,0	—32,1, —34,0	—34,1, —36,0	—36,1, —38,0	—38,1, —40,0	—40,1, —42,0	—42,1, —44,0
100 -19 0,317	109 -21 0,346	106 -23 0,336	103 -25 0,326	67 -27 0,212	72 -29 0,228	64 -31 0,203	52 -33 0,165	33 -35 0,104	32 -37 0,101	12 -39 0,038	7 -41 0,022	1 -43 0,003
222 -20 0,703	246 -22 0,780	184 -24 0,584	186 -26 0,590	129 -28 0,409	98 -30 0,311	94 -32 0,299	54 -35 0,172	34 -37 0,108	33 -39 0,104	14 -41 0,45	8 -43 0,026	
268 -23 0,850	238 -25 0,755	201 -27 0,637	180 -29 0,571	119 -31 0,377	114 -34 0,362	73 -36 0,231	63 -38 0,199	29 -40 0,092	18 -42 0,058	9 -45 0,029	6 -47 0,019	
146 -26 0,463	139 -29 0,441	101 -31 0,320	89 -34 0,283	71 -37 0,225	40 -39 0,127	29 -41 0,092	23 -43 0,072	11 -46 0,035	10 -48 0,032	5 -50 0,016		
77 -31 0,224	63 -34 0,199	40 -37 0,127	28 -39 0,089	22 -42 0,069	19 -45 0,060	8 -47 0,026	12 -50 0,038	3 -53 0,009	3 -55 0,009			
33 -37 0,104	23 -40 0,072	26 -43 0,082	14 -46 0,045	8 -49 0,026	6 -52 0,019	5 -55 0,016	2 -58 0,006		1 -64 0,003	1 -67 0,003		
15 -44 0,048	10 -47 0,032	8 -51 0,025	9 -54 0,029	10 -57 0,032	3 -61 0,009							
9 -51 0,029	3 -55 0,009	3 -59 0,009	7 -63 0,022	2 -66 0,006								
5 -59 0,016	6 -63 0,019	4 -67 0,013	2 -71 0,006			1 -84 0,003						
5 -67 0,016	1 -72 0,003	1 -76 0,003		1 -86 0,003								

параметров, определяющих конструктивные особенности зданий, является параметр, учитывающий совместное влияние температуры воздуха и скорости ветра на теплопотери зданий. Такой величиной является эффективная температура t_e [3], т. е. такая температура, при которой здание имело бы ту же теплоотдачу в условиях штиля, какую оно имеет в действительности при данной температуре воздуха и данной скорости ветра. Для определения t_e была использована формула

$$t_e = t_a - CV^2(t_b - t_a),$$

где t_a — температура наружного воздуха, V — скорость ветра в м/сек., t_b — температура воздуха внутри помещений, обычно принимаемая равной 18° , C — коэффициент, характеризующий инфильтрационные особенности здания.

Подробно вопрос об определении эффективных температур изложен в работе [3]. Для вычисления эффективной температуры по наблюдениям метеорологических станций были подсчитаны повторяемости различных сочетаний температуры воздуха и скорости ветра. За каждый срок наблюдений выбирались данные о температуре воздуха и скорости ветра.

В табл. 1 приведены данные по ст. Омск. На основании расчетной формулы были получены значения t_e для различных сочетаний температуры воздуха и скорости ветра, а по числу случаев определялась повторяемость каждого сочетания. Затем повторяемость одинаковых t_e суммировалась и вычислялась вероятность каждого значения t_e в процентах от всего числа случаев наблюдений за год. По полученным данным вычислялась интегральная вероятность t_e (табл. 2).

Таблица 2

Эффективная температура различной вероятности. Ст. Омск

t_e град.	Интегральная повторяемость, %	t_e град.	Интегральная повторяемость, %	t_e град.	Интегральная повторяемость, %	t_e град.	Интегральная повторяемость, %
-1	47,0	-18	23,6	-35	3,6	-52	0,28
-2	46,6	-19	21,4	-36	3,3	-53	0,26
-3	45,7	-20	20,2	-37	3,0	-54	0,25
-4	44,1	-21	18,6	-38	2,2	-55	0,22
-5	43,3	-22	17,6	-39	2,0	-56	0,18
-6	41,0	-23	15,9	-40	1,7	-57	0,18
-7	40,4	-24	14,4	-41	1,4	-58	0,15
-8	37,9	-25	13,0	-42	1,2	-59	0,14
-9	37,3	-26	11,7	-43	1,0	-60	0,11
-10	36,1	-27	10,2	-44	0,88	-61	0,11
-11	33,9	-28	9,3	-45	0,78	-62	0,10
-12	33,6	-29	8,7	-46	0,68	-63	0,09
-13	31,1	-30	7,0	-47	0,58	-64	0,06
-14	30,0	-31	6,6	-48	0,50	-65	0,06
-15	27,4	-32	5,2	-49	0,43	-66	0,05
-16	26,7	-33	4,9	-50	0,40	-67	0,05
-17	24,8	-34	4,7	-51	0,35		

Примечание. Повторяемость вычислялась в процентах от числа наблюдений за год.

На исследуемой территории были обработаны наблюдения всех метеорологических станций, являющиеся доброкачественными за период 1936—1960 гг. Учитывая комплексность характеристики, такой период следует признать недостаточным. Однако частые переносы, а также изменение условий, окружающих станцию и сильно влияющих на скорость ветра, мешают использованию более полных рядов наблюдений.

Анализ полученных результатов показывает хорошую согласованность величины t_s на близких и сравнимых станциях.

Для климатического районирования нами в качестве основного показателя совместного действия температуры и ветра на теплоотдачу зданий использована t_s с вероятностью 0,1%, т. е. возможная несколько чаще, чем ежегодно. Интересно провести сравнение эффективных температур с вероятностью 0,1% (использованных для районирования) с данными о температуре самой холодной пятидневки (используемой в СН и П). В табл. 3 приведены эти данные для ряда пунктов исследуемой территории. Как видно из приведенных данных, различие достигает 30—40°.

Таблица 3
Сравнение эффективной температуры (t_s) и температуры самой холодной пятидневки (t_p)

Станция	t_s град.	t_p град.	Станция	t_s град.	t_p град.
Салехард	—81	—42	Новосибирск	—57	—39
Березово	—67	—41	Кустанай	—59	—36
Каркаралинск	—67	—30	Омск	—63	—36
Казалинск	—55	—25	Оренбург	—67	—30
Купино	—68	—37	Туркестан	—36	—21

Как известно, не только температура и ветер определяют метеорологические условия эксплуатации зданий. Одним из важнейших факторов является также режим влажности. Например, на Крайнем Севере, где теплопотери через 1 м² стены здания в 1,5—2 раза превышают теплопотери в средней полосе Советского Союза, наблюдается очень высокая

Таблица 4
Характеристика климатических районов

Показатели	Районы и подрайоны						
	I	Ia	Iб	Iв	IIб	IIIб	IVб
Эффективная температура (от—до)	—60° и ниже	—60° и ниже	—60° и ниже	—60° и ниже	—59, —50°	—49, —40°	—39, —30°
Условия увлажнения	Избыточно влажный	Влажный	Недостаточно влажный	Сухой	Недостаточно влажный, местами сухой	Сухой	Сухой
Условия возможного перегрева в помещениях	Лето холодное	Умеренно теплое и теплое лето	Перегрев 50—60 дней в год	Перегрев 60—90 дней в год	Перегрев 60—90 дней в год	Перегрев до 120 дней в год	Перегрев до 120 дней в год

относительная влажность. В результате создаются очень неблагоприятные условия для удаления начальной (строительной) влаги и происходит накопление конденсата в стенах в процессе эксплуатации [2].

Следовательно, для климатического районирования необходимы данные о степени увлажнения климата. Используя карту климатического районирования СССР [4], можно оценить степень увлажнения в различных районах Советского Союза. Нами эти данные использованы в качестве одного из параметров при выделении районов.

Чрезвычайно важным является вопрос об учете возможного перегрева помещений летом в южных районах страны. По исследованиям гигиенистов, перегрев в помещениях наступает тогда, когда

средняя суточная температура воздуха превышает 20° . Для оценки возможного перегрева нами использованы данные о числе дней со средней суточной температурой 20° и выше.

Таким образом, для выделения районов нами использованы следующие материалы: условия увлажнения, эффективные температуры и условия возможного перегрева помещений. Характеристика показателей по отдельным районам представлена в табл. 4.

Согласно проведенному районированию, Западная Сибирь и Казахстан делятся на 7 районов. Наиболее тяжелые условия имеют место на северном побережье Западной Сибири, где климат избыточно влажный, температура ниже 0° наблюдается в 60% времени года, эффективные температуры опускаются ежегодно ниже -100° . Сильные ветры воз-

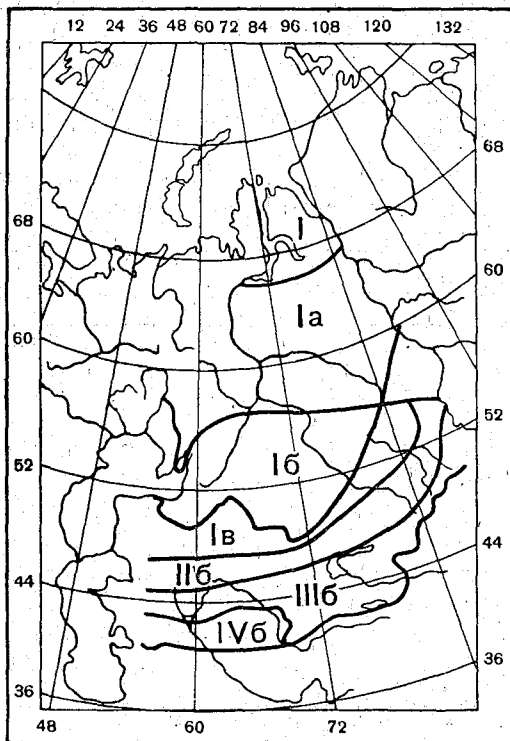


Рис. 1. Климатическое районирование. Западной Сибири и Казахстана, для строительства.

можны во все сезоны года. Территория от широты Салехарда до Свердловска (включая Урал) более благоприятна для эксплуатации зданий. Хотя зима здесь достаточно суровая, влажность климата меньше, чем на побережье, а лето более теплое и длительное. По мере продвижения на юг уменьшается увлажнение, стихают ветры, повышается температура. Скорости ветра возрастают вновь при переходе из лесных в степные районы Сибири и на возвышенности Казахского мелкосопочника. Так как величина эффективной температуры определяется совместным действием температуры и ветра, то одни и те же эффективные температуры будут в районах с низкими температурами воздуха и слабыми ветрами и в районах с более высокими температурами, но сильными ветрами. Эта особенность очень хорошо прослеживается по карте (рис. 1): На огромной территории от широты Салехарда, т. е. с того района, где скорости

ветра значительно меньше, чем на побережье, до широты Каркаралинска значение эффективных температур колеблется в пределах -60 , -68° . В южных, степных районах Западной Сибири, в северной части Казахстана и на открытых возвышенностях Казахского мелкосопочника эффективные температуры достигают -63 , -68° , климат недостаточно влажный, лето теплое. Здесь возможен перегрев помещений до 50—60 дней в год. В западных и центральных районах Казахстана эффективные температуры равны -50 , -55° и необходима защита зданий от воздействия сильных ветров зимой. Кроме того, в летние месяцы наблюдается большое число дней со средней суточной температурой 20° и выше. В этом районе при проектировании жилых и общественных зданий следует предусматривать хорошую вентиляцию в летние месяцы, так как возможен перегрев помещений.

Проведенное климатическое районирование Западной Сибири и Казахстана показало следующее.

1. Для правильного определения теплотерь зданий необходим учет совместного влияния температуры воздуха и скорости ветра в зимнее время. В настоящее время для определения теплотерь используется температура самой холодной пятидневки, которая на территории Западной Сибири и Казахстана отличается от эффективной температуры (учитывающей влияние ветра) на 30 — 40° . На Крайнем Севере это различие возрастает до 60 — 70° и более.

2. В южных районах Казахстана, где зимой наблюдаются довольно низкие температуры воздуха, летом возможен перегрев помещений. Эту особенность климата следует учитывать при проектировании общественных и жилых зданий.

3. На значительной части территории Западной Сибири климат избыточно влажный и влажный. Поэтому при проектировании и вводе в эксплуатацию различных сооружений необходимо предусматривать специальные мероприятия по удалению строительной влаги и защите сооружений от увлажнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Основные принципы климатического районирования для строительства. Труды ГГО, вып. 149, 1963.
2. Васильковский А. П. Температурно-влажностный режим жилых и общественных зданий на Крайнем Севере. ЛИИЖТ, Л., 1961.
3. Гандин Л. С. О расчетных метеорологических параметрах теплоотдачи зданий. Труды ГГО, вып. 149, 1963.
4. Григорьев А. А., Будыко М. И. Классификация климатов СССР. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1959.
5. Устинов Г. И. Принцип районирования территории СССР для типового проектирования жилищ. Автореферат докторской диссертации, ЛИСИ, 1961.

В. И. ЛИПОВСКАЯ, Е. Я. ЩЕРБАКОВА

НАИБОЛЬШИЕ ДЕКАДНЫЕ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА РАЗЛИЧНОЙ ВЕРОЯТНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Излагается методика вычисления характеристик высоты снежного покрова и приводятся карты наибольших декадных высот с вероятностью 50, 20, 10 и 5%. Дается краткое описание географического распределения высоты снежного покрова на территории СССР. Рассматривается вопрос об использовании данных снегосъемок для вычисления вероятностных характеристик.

Средние из наибольших декадных высот снежного покрова, применяющиеся обычно в климатологии в качестве характеристик высоты снежного покрова, не удовлетворяют полностью запросов различных отраслей народного хозяйства; также необходимы сведения о том, как часто могут наблюдаться высоты снежного покрова определенных значений.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова был обработан обширный материал наблюдений над снежным покровом для СССР в целом и составлены карты наибольших декадных высот с вероятностью 50, 20, 10 и 5% (возможных один раз в 2 года, 5, 10 и 20 лет).

Карты построены в результате обработки данных о высоте снежного покрова, измеренной по постоянным рейкам, установленным на метеорологических площадках в защищенных условиях.

При построении карт в основу были положены материалы климатологических справочников СССР (данные за отдельные годы) и опубликованные данные снегосъемок. Кроме того, авторами были использованы обработанные данные по снежному покрову, имеющиеся в местных управлениях ГМС и в ГМО.

Были использованы данные постоянных реек 600 станций и снегосъемок 750 станций. Вычисление вероятностных характеристик производилось по наиболее полным однородным рядам наблюдений над высотой снежного покрова.

На Европейской территории СССР для 70% станций период наблюдений составлял более 30 лет и только 10% станций имело ряды наблюдений менее 20 лет. На Азиатской территории СССР однородных длинных рядов наблюдений было меньше. Здесь период наблюдений более 30 лет имело 40% станций.

Вероятностные характеристики, вычисленные на основании коротких рядов наблюдений, дают значительные расхождения с данными за многолетний период. Для приблизительной оценки величины этого расхож-

дения было произведено сравнение вероятностных характеристик, вычисленных за период наблюдений более 40 лет и за 15 лет.

Результат сопоставления показал, что разности между наибольшими декадными высотами, вероятными один раз в 20 лет, вычисленными на основании 55—60- и 15-летнего периодов, могут достигать 20%, а разности между высотами, вероятными один раз в 10 лет,—10—15%. Разности же между высотами снежного покрова, вероятными один раз в 5 лет и один раз в 2 года, обычно не превышают 10% или же бывают меньше.

Вычисление вероятности производилось по данным высоты снежного покрова за 1891—1960 гг. Однако на большинстве метеорологических станций за последние годы этого периода производились наблюдения по снегомерным рейкам, расположенным в открытых местах. Данные за эти годы не могли быть использованы для вычислений вероятности снежного покрова в защищенных условиях.

Анализ однородности рядов наблюдений, предшествовавший подсчету суммарных вероятностей, производился с помощью графиков корреляционной связи между данными постоянных реек по соседним станциям, а также постоянной рейки и снегоъемки в одном и том же пункте наблюдений.

Вычисление вероятности наибольших декадных высот производилось по градациям через 10 см. Затем вычислялись суммарные вероятности, на основании которых строились интегральные кривые, с которых снимались значения наибольших декадных высот с вероятностью 50, 20, 10 и 5%.

В статье [1] указывалось, что между многолетней средней из наибольших декадных высот снежного покрова и наибольшими декадными высотами различной вероятности имеется четко выраженная зависимость. При выполнении данной работы соответствующие графики связи строились первоначально для отдельных УГМС. В дальнейшем при учете изменчивости высоты снежного покрова объединение в один район производилось в тех случаях, когда разности наибольших декадных высот различной вероятности не превышали 10%. Графики связи были построены для следующих десяти крупных районов СССР (рис. 1): I — Северное УГМС, II — западная часть Северо-Западного УГМС, III — Прибалтика, IV — восточная часть Северо-Западного УГМС, УГМС Центральных областей, Центрально-Черноземных областей, Верхне-Волжское, Приволжское и Северо-Кавказское УГМС, V — Украина и Белоруссия, VI — Уральское УГМС, VII — Западно-Сибирское и Омское УГМС, Северный Казахстан, VIII — Красноярское и Иркутское УГМС, IX — Якутское, Колымское и Забайкальское УГМС, X — УГМС Дальнего Востока и Приморское УГМС.

Районирование СССР по вероятностным характеристикам снежного покрова является лишь предварительным, так как объем использованного материала недостаточен. Так, прежде всего должны быть уточнены границы районов. Эта работа будет проделана в местных УГМС и в ГМО при составлении второго издания Климатологического справочника СССР. Окончательное районирование на основании полученного обширного материала будет производиться в Главной геофизической обсерватории.

С помощью графиков связи, построенных для указанных выше районов (рис. 2), по многолетним средним из наибольших декадных высот снежного покрова можно получить декадные высоты различной вероятности.

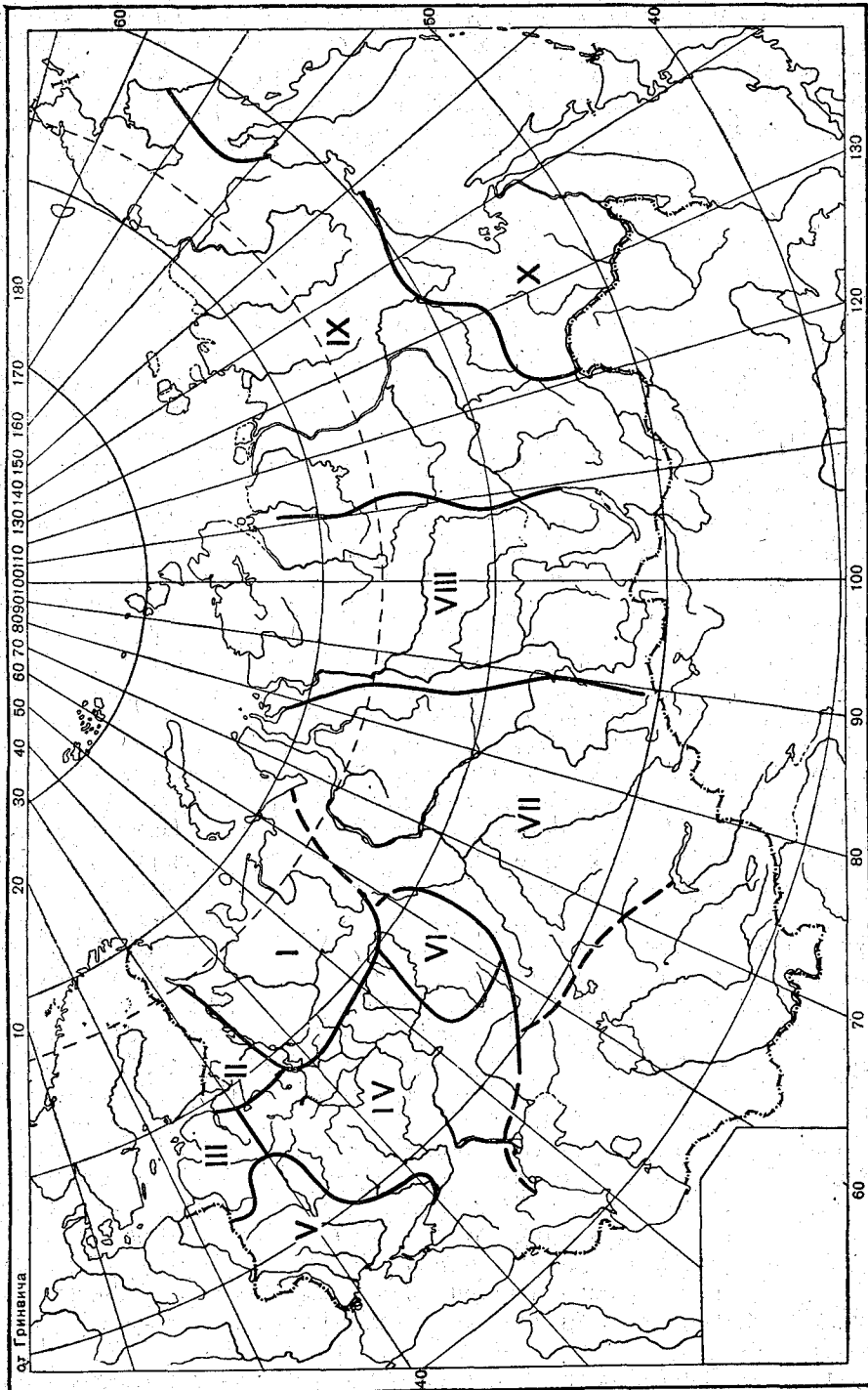


Рис. 1. Карта районов.

В районах III и V с невысоким и местами неустойчивым снежным покровом в отдельные годы возможны обильные снегопады, в результате которых образуется высокий снежный покров.

На Украине очень многоснежными были зимы 1908-09, 1911-12, 1916-17, 1928-29 и 1930-31 гг. Зимой 1916-17 г. в ряде пунктов, где многолетняя средняя из наибольших декадных высот за зиму составляет около 30 см, высота снежного покрова достигала 70—80 см (Киев, Згуровка) и даже почти 1 м (например, в Кобыжче). Наклон линии на графиках связи для этого района более пологий, чем для районов с высоким и устойчивым снежным покровом.

При выделении районов для оценки изменчивости высоты снежного покрова для отдельных пунктов СССР вычислялось как среднее отклонение, так и вероятность отклонений, выраженных в процентах от нормы. Наибольшее среднее отклонение от нормы отмечается, естественно, в южных и западных районах. В районах III и V (Прибалтика, Украина

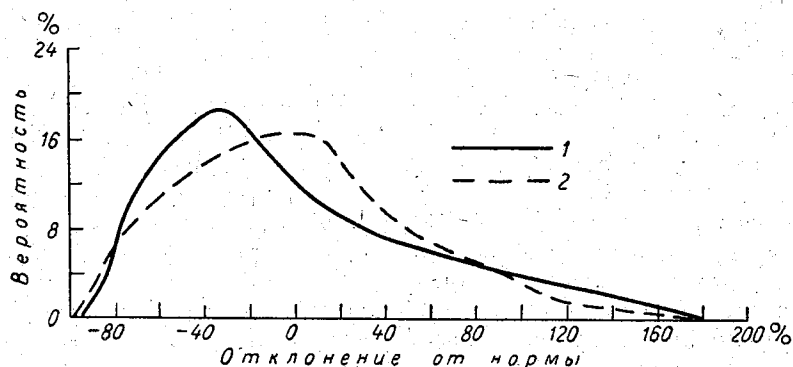


Рис. 3. Кривые вероятности отклонений от нормы.
1 — район III, 2 — район V.

и Белоруссия) оно равно $\pm 45\%$. Сравнение кривых вероятности отклонений показывает существенную разницу между этими двумя районами (рис. 3). В районе III максимум вероятности падает на градацию отрицательных отклонений ($-20, -40\%$), но большие положительные отклонения здесь отмечаются чаще, чем в районе V. На Украине и в Белоруссии более часты, чем в Прибалтике, небольшие положительные отклонения от нормы. В районе V максимальная вероятность приходится на положительные отклонения, близкие к норме. Различия в кривых распределения и обуславливают выделение при одинаковой средней изменчивости двух различных районов. В районе IV, охватывающем центральную часть Европейской территории СССР, средняя изменчивость равна $\pm 25\%$, в районах I и VII она составляет $\pm 20\%$. Наименьшая изменчивость отмечается в районе IX ($\pm 15\%$).

В некоторых районах СССР нет достаточно длинных рядов наблюдений над высотой снежного покрова для вычисления вероятности, а на Азиатской территории СССР отдельные районы вообще слабо освещены в метеорологическом отношении. В других же местах метеорологические станции открылись только в последние годы, и в этих случаях использовался косвенный метод расчета с помощью упомянутых графиков. Эти графики могут быть использованы также и в дальнейшем для расчета вероятности высоты снежного покрова. Величины многолетних средних

из наибольших декадных высот за зиму могут быть взяты из климатологических справочников СССР.

Громадная протяженность территории СССР и разнообразие физико-географических условий создают исключительное разнообразие условий залегания снежного покрова. В южных районах Европейской территории СССР, низменных районах Крыма, Кавказа и Средней Азии снежный покров очень незначителен; фактически его почти не бывает. С другой стороны, на Камчатке, например, наибольшая декадная высота снежного покрова в 5% зим (один раз в 20 лет) может достигать почти 3 м. В южной части Украины в 50% зим снежный покров бывает ниже 10 см, и только в 5% зим наибольшая декадная высота здесь достигает 25 см. На западе Европейской территории СССР в 50% зим наибольшая декадная высота не достигает 20 см, но один раз в 20 лет возможна высота снежного покрова до 40 см.

Характерным является увеличение снежного покрова на возвышенностях. Наиболее высокий снежный покров в пределах Европейской территории СССР наблюдается в Предуралье, где в предгорьях Центрального Урала, в Чердыни, в 50% зим снежный покров бывает выше 90 см, а в 5% зим — около 135 см. Очень высокий снежный покров наблюдается в долине р. Шугор. Пятно повышенного снежного покрова расположено к востоку от Уфы. На побережьях полярных морей вследствие сильного сдувания снега высота снежного покрова уменьшается. На побережье Баренцева моря в 50% зим высота снежного покрова не достигает 50 см. На открытых местах в тундре снежный покров бывает еще более низким. Очень высокий снежный покров бывает на Хибинах, но по мере приближения к морю высота снежного покрова на Кольском полуострове уменьшается. На Мурманском побережье все пункты расположены в открытых условиях, и сдувание снега здесь очень велико.

За Уральским хребтом высота снежного покрова уменьшается. В прилегающей к восточным предгорьям Урала части низменности в 50% зим возможны высоты снежного покрова 50—60 см, а в 5% зим — от 90 до 110 см. К востоку от Оби снежный покров увеличивается и достигает особенно больших значений в долине Енисея между Игаркой и Верхнеимбатском, где в 50% зим высота снежного покрова бывает больше 80 см, а один раз в 20 лет в районе Туруханска может достигать 1,5 м. Такое распределение высоты снежного покрова соответствует распределению зимних осадков и зависит как от особенностей циркуляции зимнего периода, так и от рельефа. К югу по мере приближения к сухим районам Казахстана высота снежного покрова быстро уменьшается, и только в северной части Казахского мелкосопочника она несколько больше.

В равнинных районах Средней Азии снежный покров невелик. В районе, прилегающем к Каспийскому морю и представляющем собой пустынную местность, ограниченную хребтом Копет-Даг, снежный покров очень неустойчив и образуется редко. Во всей равнинной части в 50% зим высота снежного покрова не достигает 10 см и даже в 5% зим лишь в восточной части превышает 30 см. На побережье Каспийского моря до залива Кара-Богаз-Гол снежного покрова совсем не бывает или же он представляет собой редкое явление. Также незначителен и редко образуется снежный покров в Туранской низменности и Каракумах. По мере приближения к горным системам Тянь-Шаня распределение снежного покрова принимает значительно более сложный характер.

В Западной Сибири от долины р. Томи начинается общее увеличение снежного покрова к Абаканскому хребту и Кузнецкому Алатау. На

Кузнецком Алатау, по данным станции Неожиданный Прииск, в 50% зим снежный покров бывает выше 1 м, а в 5% зим — выше 130 см.

В Западной Сибири наиболее равномерным снежным покровом отличаются лесные районы. На открытых же пространствах тундры и особенно в степях снег залегает чрезвычайно неравномерно. Сильные ветры сдувают снег с повышенных открытых мест в понижения и колки. Сравнение данных высоты снежного покрова, измеренной по рейке и полученной в результате снегосъемки, показало, что в лесной зоне рейка, находящаяся в защищенном месте, дает величины, очень близкие к данным снегосъемки. В степной зоне в поле снега оказывается гораздо меньше, чем у защищенной рейки.

В Предбайкалье высота снежного покрова в 50% зим бывает около 40 см. Сильное увеличение высоты снежного покрова отмечается на хребте Хамар-Дабан и на южном побережье Байкала, примыкающем к Хамар-Дабану. В отличающихся большой сухостью долинах рек Уды, Ингоды и в особенности Онона снежный покров очень невысокий. В 50% зим здесь высота снежного покрова бывает менее 20 см и даже в 5% зим менее 30 см.

Бассейн р. Амура, примерно до Буреинского хребта, рек Зеи и Буреи, в отношении распределения высоты снежного покрова сходен с Забайкальем. Далее к востоку у предгорий Буреинского хребта снежный покров возрастает. Особенно значительной высоты он достигает в устье р. Амура.

В западной части Якутии, на водоразделе между бассейнами рек Енисея и Лены, в 50% зим высота снежного покрова достигает 40—50 см. Более высокий снежный покров отмечается в бассейне среднего течения Лены.

Низкий снежный покров бывает в Верхоянской котловине и на Оймяконском плоскогорье — в 50% зим он не достигает здесь 30 см и только в 5% зим превышает 40 см. К востоку снежный покров возрастает и особенно больших величин достигает в верховье р. Колымы (более 80 см в 50% зим и более 125 см в 5% зим).

Очень высокий снежный покров наблюдается и в других местах. Например, в Марково, на р. Анадыри, один раз в 20 лет (в 5% зим) снежный покров достигает высоты почти 2 м. Для горных районов Восточной Сибири из-за отсутствия достаточно длинных рядов наблюдений нет данных о вероятности высот снежного покрова.

Исследования по снежному покрову, производившиеся в Колымском УГМС, показали, что вследствие неровности рельефа, сильных ветров и малой облесенности снежный покров на большей части территории залегает весьма неравномерно, особенно в прибрежных районах и на высоких горах континентальных районов. С открытых мест снег сдувается, накапливаясь в понижениях рельефа и зарослях кустарника. С узкой прибрежной полосы много снега сдувается в море. Особенно неравномерно снежный покров залегает на гористых берегах Берингова и Охотского морей. Почти совершенно сдувается снежный покров с тундровых участков побережья.

Как указывает Т. В. Мельникова, на основании аэровизуальных наблюдений над снежным покровом, выполняемых ежегодно Колымским УГМС в период максимального снегонакопления, установлено, что снежный покров на северо-востоке СССР распределяется крайне неравномерно. Сеть станций и постов еще очень редкая, особенно на Чукотке, и станции, как правило, расположены в долинах, чаще в устьях. Мощность снежного покрова по мере продвижения вверх по долине реки с увеличением высоты бассейна над уровнем моря возрастает. Иногда

в верховье реки снежный покров бывает выше, чем в устье, в несколько раз.

На Камчатке снежный покров достигает исключительно большой мощности. На восточном побережье в 50% зим наибольшая декадная высота достигает 110—120 см, а в 5% зим наблюдается снежный покров высотой до 1,5 м. На юге Камчатки, на Авачинской сопке, даже в 50% зим снежный покров превышает 2 м, а в 5% зим может достигать почти 3 м. На западном побережье снежный покров бывает ниже.

На Сахалине наиболее высокий снежный покров наблюдается во внутренней части острова и на восточном побережье. Распределение снежного покрова представлено на рис. 4—7.

Для решения вопроса о возможности использования материалов снегосъемок были обработаны данные примерно 750 станций.

Для анализа данных о высоте снежного покрова по снегосъемкам строились графики корреляционной связи высоты снежного покрова, отмеченной по постоянной рейке, с высотой по снегосъемке в этом же пункте, а также графики связи высоты снежного покрова по снегосъемкам в соседних пунктах.

Связи между высотой снежного покрова по постоянным рейкам и по снегосъемкам в том же пункте в большинстве случаев оказались более тесными, чем между высотой по снегосъемкам в соседних пунктах. Корреляционная связь между данными соседних пунктов, особенно в тех районах, где расстояния между станциями очень велики, чрезвычайно слабая или вообще отсутствует. Лучшие связи получаются, если хотя бы на одной станции снегосъемка производилась не в поле, а в лесу под кронами деревьев.

Слабые связи получились для Колымского, Северного и Якутского УГМС. Однако и в Якутии в условиях леса иногда связь бывает хорошей. Хорошо увязываются данные по Северо-Западному УГМС, в некоторых случаях — по Дальнему Востоку. В степных и предгорных районах Северного Кавказа между данными некоторых станций также бывает хорошая связь.

Хорошие связи, однако, отмечались очень редко, и поэтому анализ однородности рядов наблюдений и отбраковку данных лучше производить путем сравнения с показаниями постоянных реек на метеорологических площадках. Эти связи дают также возможность установить примерное соотношение между распределением снежного покрова на метеорологической станции и в окрестности. Согласно разработкам авторов, несколько лучшие связи получились при сравнении данных постоянных реек, установленных в условиях защищенного местоположения, со снегосъемками в поле и в лесу под кронами деревьев. Однако при нерепрезентативности места установки постоянной рейки и нехарактерности участка снегосъемки связи нарушались.

В гидрометеорологических обсерваториях и в управлениях Гидрометслужбы под руководством методического отдела Главной геофизической обсерватории производились работы по теме «Сравнение различных методов наблюдений над снежным покровом и уточнение методики применительно к местным условиям». Местные УГМС производили сравнение показаний постоянных реек и снегосъемок методом разностей. В частности, в УГМС Украинской ССР для анализа применялись амплитуды разностей высот снежного покрова. Уменьшение амплитуды разностей указывало на лучшую связь между высотой снежного покрова по постоянной рейке и снегосъемке.

Исследования, производившиеся в ряде УГМС, показали, что разности в высотах снежного покрова по постоянной рейке и по снегосъемке

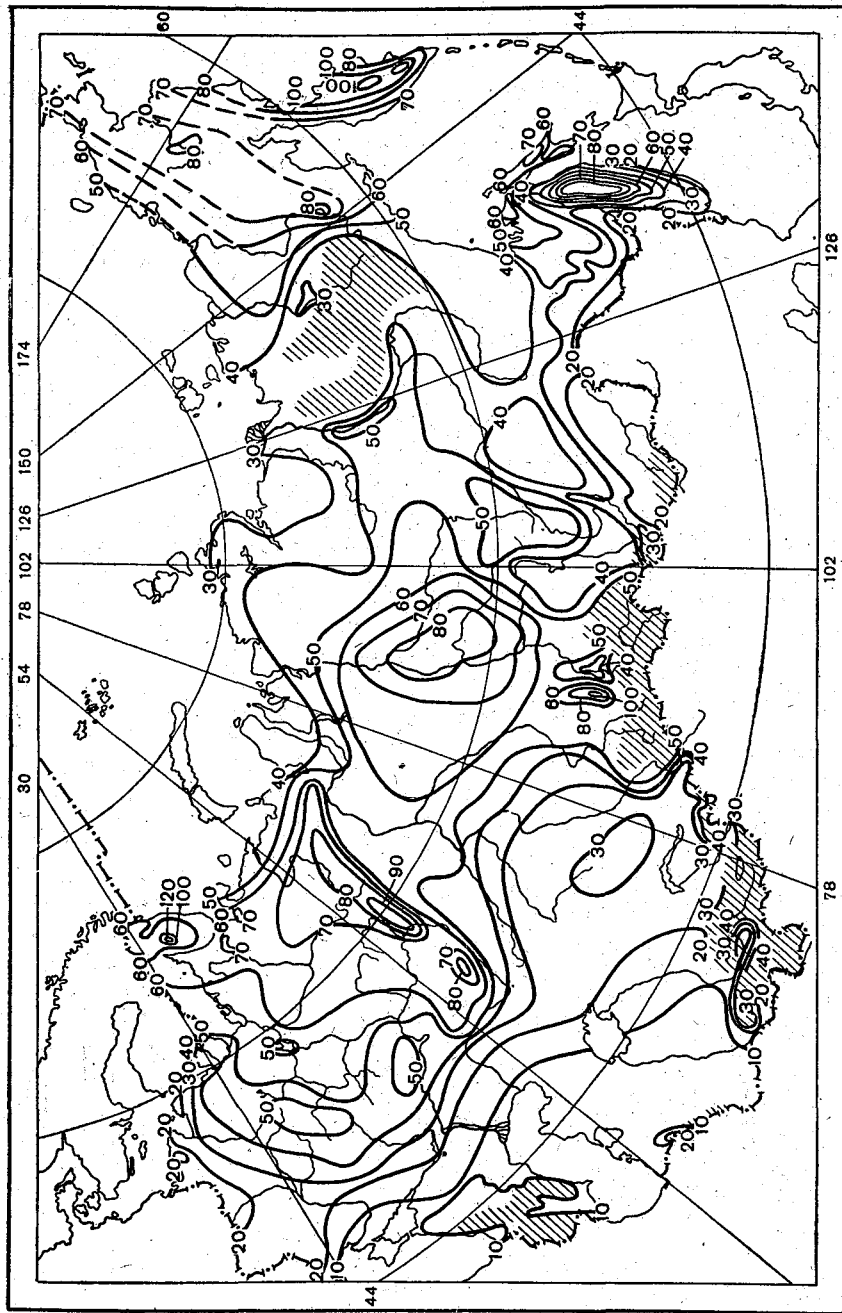


Рис. 4. Карта наибольшей декадной высоты с вероятностью 50% (постоянная рейка, защищенное местоположение).

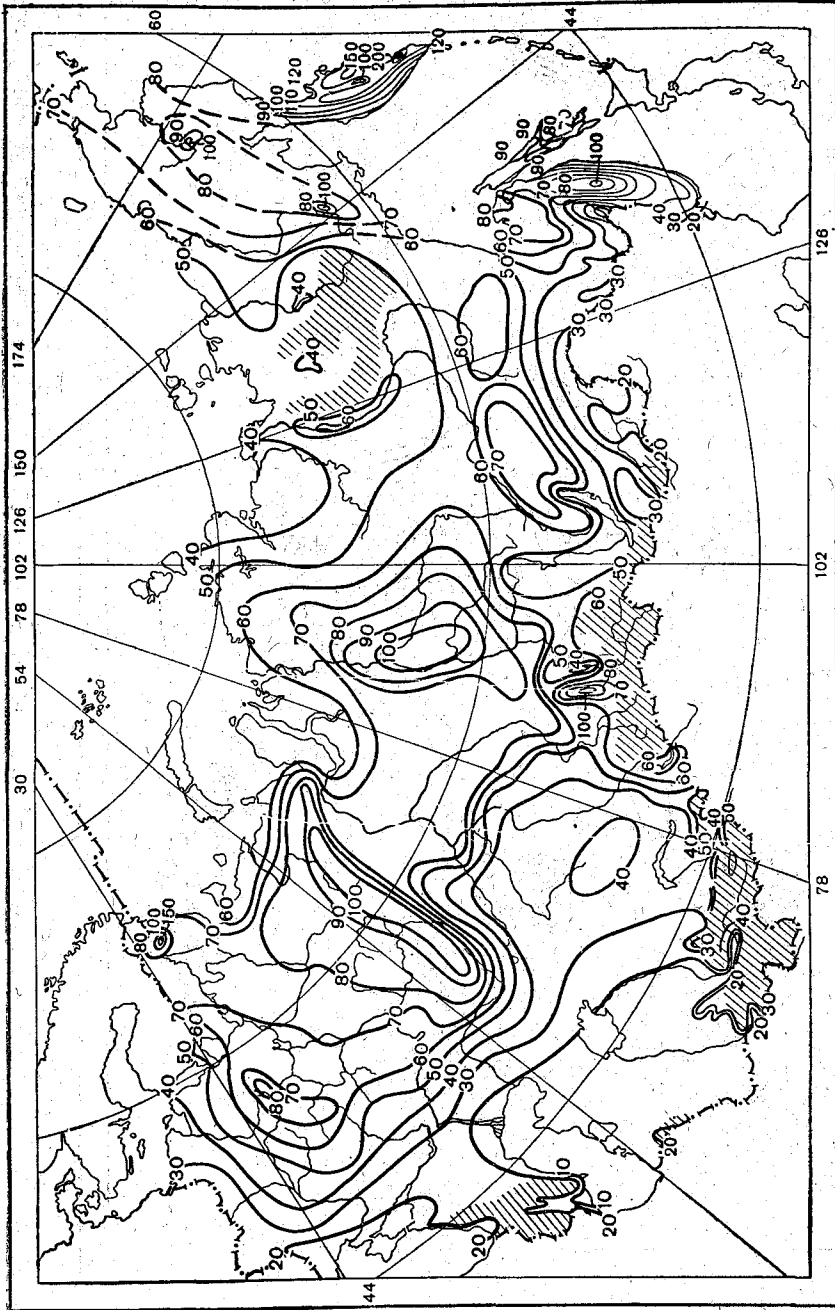


Рис. 5. Карта наибольшей декадной высоты с вероятностью 20% (постоянная рейка, защищенное местоположение).

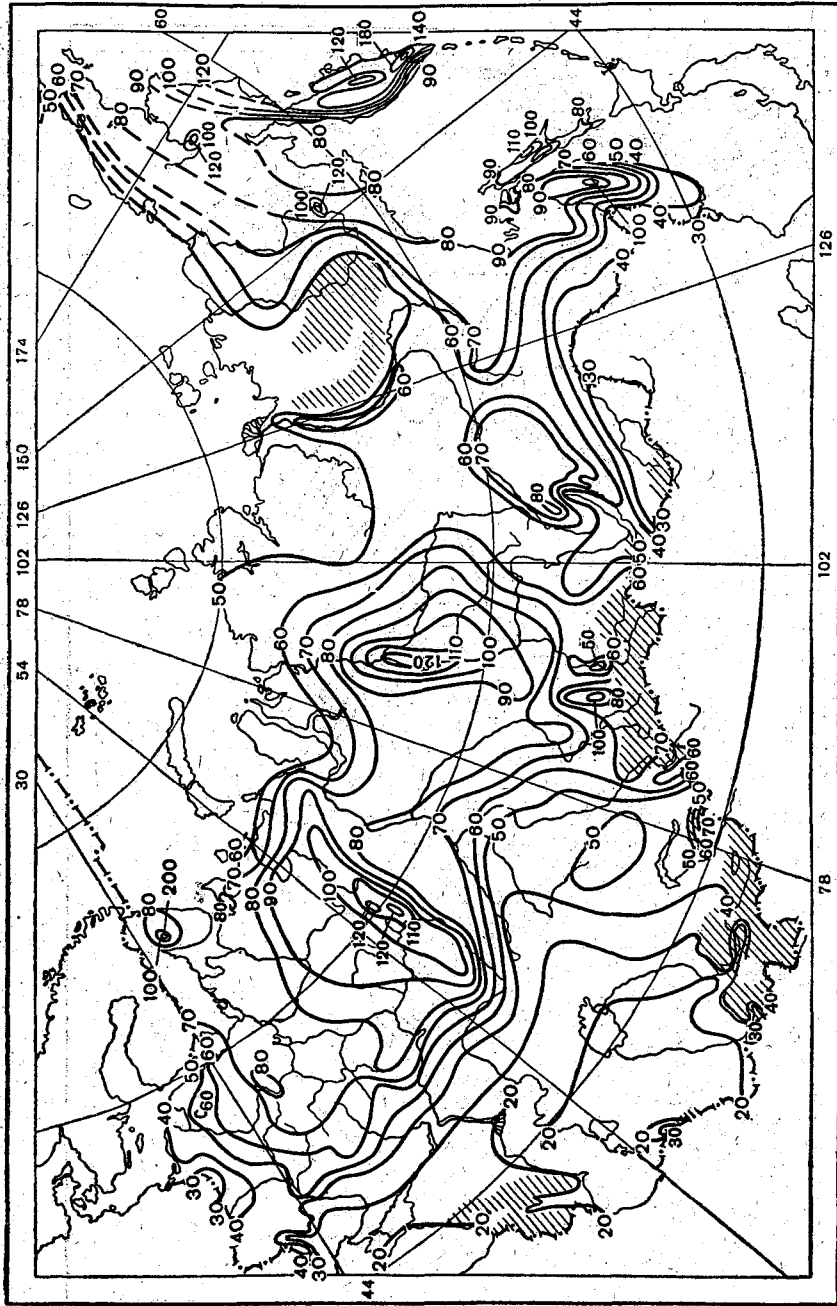


Рис. 6. Карта наибольшей декадной высоты с вероятностью 10% (постоянная рейка, защищенное местоположение).

2*

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического

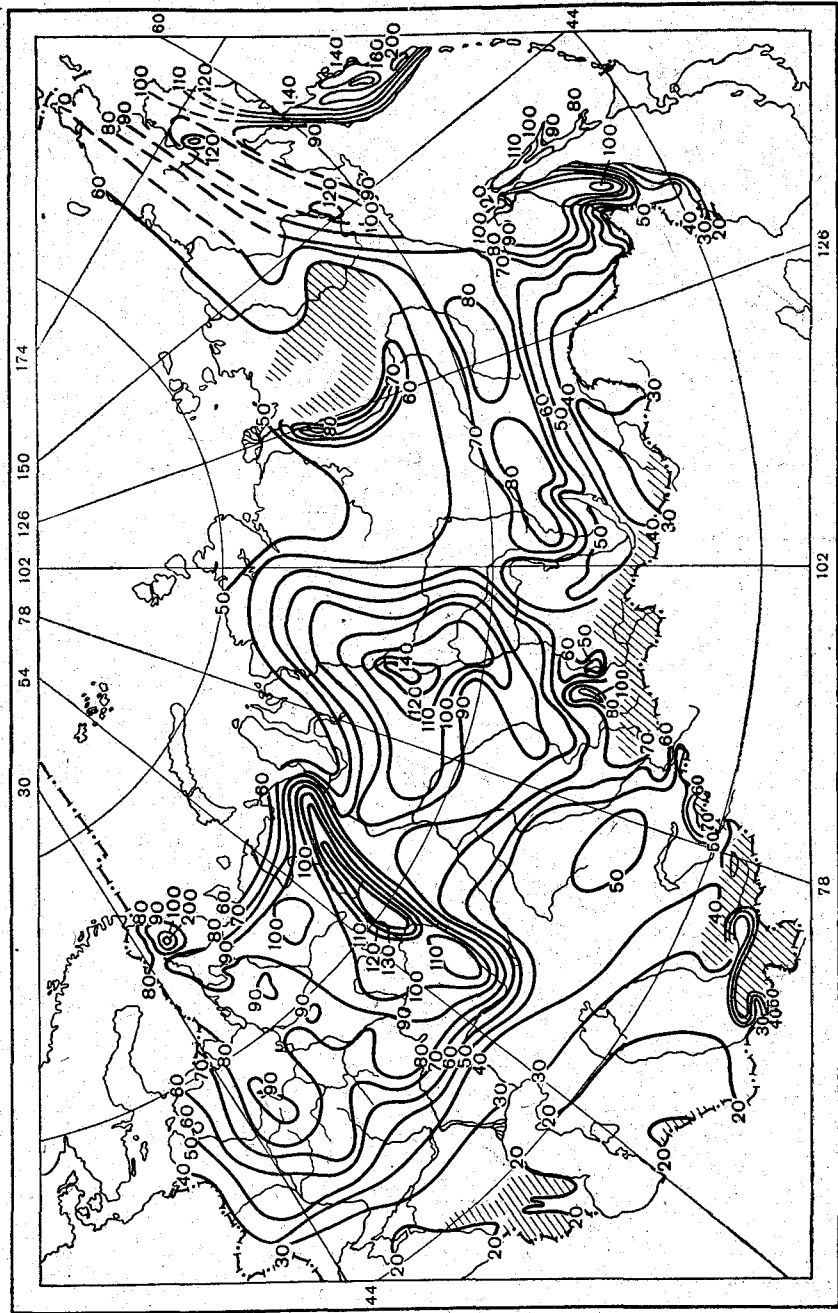


Рис. 7. Карта наибольшей декадной высоты с вероятностью 5% (постоянная рейка, защищенное местоположение).

бывают особенно большими в начале снеготаяния. Разности между показателями постоянных реек и снегосъемок на лесных участках обычно сильно возрастают к концу зимы вследствие накопления снега в лесу и запаздывания таяния снега здесь по сравнению с более открытыми местами. Особенно большие разности в высотах получаются при метелях. Во время спокойной устойчивой зимней погоды разности бывают небольшими.

Некоторые общие закономерности в соотношении высот снежного покрова, отмеченных по постоянным рейкам и снегосъемкам, были получены. Однако как УГМС, производившие подобные исследования, так и авторы данной работы пришли к заключению, что получить для целого района какой-либо общий переводной коэффициент очень трудно. Вычислить подобный коэффициент или получить эмпирическую формулу очень трудно потому, что это требует учета многих факторов, а именно степени защищенности участков как постоянной рейки, так и снегосъемки, микроклимата, погодных условий и т. д.

На основании приведенных авторами исследований все же была сделана попытка выявить хотя бы приблизительные соотношения между данными постоянных реек и снегосъемок (табл. 1).

Таблица 1

Соотношение между высотой снежного покрова по постоянным рейкам и снегосъемкам

УГМС	А	Б	В
Северное	0,91—1,22	0,86—0,94	—
Мурманское	1,0—1,18	0,77—0,93	—
Центральных областей	1,15—1,20	—	0,83—0,95
Северо-Западное	1,05—1,08	—	1,0
Центрально-Черноземных областей	1,18—1,35	—	—
Омское	1,08—1,17	—	0,85
Иркутское	0,94—1,04	—	0,79
Забайкальское	1,0—1,2	—	0,77—1,0
Якутское	1,0	0,93	—
Дальнего Востока	—	0,77—0,91	—

Примечание. А — защищенное/поле, Б — защищенное/лес под кронами, В — открытое/поле.

Вычисление подобных соотношений было затруднено прежде всего тем, что не всегда связи были достаточно тесными. Кроме того, как уже указывалось выше, после 1950 г. наблюдения над снежным покровом по постоянным рейкам большей частью производились на открытых участках, и поэтому наблюдений за параллельные годы оказалось мало. В связи с этим полученные соотношения являются лишь предварительными и вопрос о получении достаточно надежных коэффициентов остается открытым. В основном соотношение, полученное между высотой снежного покрова по постоянной рейке, установленной на защищенном участке, и по снегосъемке в поле, равно 1,0—1,22. В некоторых случаях, особенно в степных и открытых районах, где снежный покров у постоянной рейки все же до некоторой степени сдувается, коэффициент был равен даже 0,9, т. е. у постоянной рейки высота снежного покрова была меньше, чем по данным снегосъемки, производившейся в поле. Наибольший коэффициент, равный 1,18—1,35, был получен в Центрально-Черноземных областях.

Отношение между высотой снежного покрова по постоянной рейке и по снегосъемке в лесу под кронами деревьев колеблется в пределах 0,77—0,94.

В тех случаях, когда постоянная рейка была расположена на открытом участке, а снегосъемка производилась в поле, коэффициент колебался в пределах 0,77—1,0. Для вычисления таких соотношений можно было использовать данные лишь для некоторых районов СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Липовская В. И., Щербакова Е. Я. Распределение наибольших декадных высот снежного покрова различной вероятности на Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 149, 1963.

ГОЛОЛЕД И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РАБОТУ ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНОГО И АВТОМОБИЛЬНОГО ТРАНСПОРТА

Изложены результаты разработок по повторяемости гололеда на участках трассы различной длины и для отдельных пунктов трассы. Опубликованные ранее данные о повторяемости и интенсивности гололеда анализируются с учетом требований наземного транспорта.

Рост народного хозяйства, предусмотренный Программой КПСС, потребует ускоренного развития всех видов транспорта. Важнейшими задачами в области транспорта, отмеченными в Программе, являются:

- а) расширение транспортно-дорожного строительства и полное удовлетворение потребностей народного хозяйства и населения во всех видах перевозок;
- б) дальнейшее техническое перевооружение железнодорожного и других видов транспорта;
- в) значительное повышение скоростей на железных и автомобильных дорогах, морских и речных путях;
- г) согласованное развитие всех видов транспорта как составных частей единой транспортной сети.

В Программе КПСС также отмечено, что по всей стране будет создана разветвленная сеть благоустроенных дорог. Автомобильный парк страны возрастет до размеров, обеспечивающих полное удовлетворение потребностей в грузовых и пассажирских перевозках, широкое распространение получат станции проката автомобилей. Особое внимание будет уделено развитию транспорта в районах восточнее Урала, обладающих неисчислимыми природными богатствами, сырьевыми и энергетическими источниками.

Повышение скорости и интенсивности движения ставит перед дорожными организациями серьезные задачи по обеспечению безопасности движения на дорогах.

Известно, что на работу транспорта большое влияние оказывают метеорологические условия. Так, нормальную работу железнодорожного и автомобильного транспорта нарушает гололед. Он оказывает особенно сильное влияние на работу электрифицированных железных дорог, так как обледенению подвергаются провода линий этих дорог.

Образование ледяной корки на земле создает неблагоприятные условия для проходимости. По обледенелой земле трудно двигаться не только пешеходам, но и автотранспорту. Обледенение дорожных покрытий представляет особую угрозу движущемуся транспорту, так как при обледенении дорог резко снижается коэффициент сцепления шин с дорогой

и скорость движения. По приближенным подсчетам, снижение скорости в 2—2,5 раза уменьшает производительность автомобиля на 30—40% и повышает себестоимость перевозок на 25—30%. Заносы автомобилей, наезды и аварии, часто с человеческими жертвами, происходят при движении автотранспорта по обледенелой дороге. Таким образом, эксплуатация существующей обширной сети железных и автомобильных дорог и большое строительство новых дорог на территории СССР, предусмотренное Программой КПСС, требует специального изучения метеорологических условий, влияющих на работу железнодорожного и автомобильного транспорта и на состояние дорог. Однако этому вопросу до сих пор не уделяется достаточное внимание.

В настоящей статье рассматривается повторяемость и интенсивность гололеда — одного из метеорологических элементов, влияющих на работу железнодорожного и автомобильного транспорта. Для изучения географического распределения указанных характеристик гололеда нами были построены две карты: «Число дней с гололедом за год» и «Максимальный диаметр отложения гололеда на проводах с высотой подвеса 2 м» [5].

Первая карта построена по данным визуальных наблюдений примерно 2500 метеорологических станций. Период наблюдений для большинства станций был взят с 1936 по 1950 г. Представленные на ней данные являются важной характеристикой гололедного режима на территории СССР. Они позволяют определить, как часто наблюдается гололед в том или ином районе. Европейская территория СССР в этом отношении является более опасной, чем Азиатская. Так, например, на Европейской территории СССР число дней с гололедом колеблется от 5 до 40 и более в год. На Азиатской территории СССР гололед наблюдается значительно реже, но здесь ущерб может принести мокрый снег [6], где он отмечается так же часто, как и на Европейской территории СССР.

В горах распределение числа дней с гололедом имеет довольно сложный характер.

При составлении указанной карты нами использованы данные наблюдений по гололеду в соответствии с Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам [3], поэтому при обработке учитывались те дни, когда гололед наблюдался на любых предметах или на поверхности земли вследствие намерзания капель переохлажденного дождя, мороси или тумана, а также учитывались дни с гололедом, когда капли дождя, мороси или тумана замерзали при соприкосновении с предметами, охлажденными во время предшествующих морозов. В число дней с гололедом не включены те дни, когда находящаяся на поверхности земли вода замерзала при похолодании осенью, возвратах холодов весной или в периоды послеоттепельной погоды зимой, которые могут существенно влиять на работу наземного транспорта. В работе О. Н. Лебедевой [2] показано, что оттепели на Европейской территории СССР, особенно в ее юго-западной части, бывают довольно часто (от 30 до 50 дней). Поэтому построенная нами карта гололеда, имеющая большое практическое значение для многих отраслей народного хозяйства, не вполне отвечает требованиям наземного транспорта.

Еще в меньшей степени, чем наша карта, отвечает требованиям наземного транспорта карта гололеда, составленная инженером В. С. Пляченковой, так как при построении этой карты учитывались только дни, когда наблюдалось обледенение проводов с высотой подвеса 2 м над поверхностью земли [4].

Другая карта, построенная нами [5], представляет определенный практический интерес при эксплуатации железных дорог, особенно электрифицированных.

Эта карта построена по данным инструментальных наблюдений над обледенением проводов, полученным с помощью гололедных станков на 1000 метеорологических станций за период наблюдений главным образом с 1947 по 1957 г. Максимальная величина диаметра отложения гололеда на проводах, как можно видеть на карте, колеблется от 40 мм и более до 10 мм и менее. В горах она может быть больше. На Урале эта величина превышает 80 мм.

Анализ карт показывает, что повторяемость и интенсивность гололеда зависят от формы рельефа, экспозиции склонов и высоты места над уровнем моря. Это и определяет сложный характер распределения числа дней с гололедом и величины отложения гололеда на проводах на территории СССР.

Большое практическое значение для наземного транспорта имеют характеристики пространственно-временного распределения гололедно-изморозевых явлений на территории СССР. Результаты анализа составленных нами карт одновременного появления гололеда или изморози на территории отдельных макрорайонов СССР свидетельствуют о большом разнообразии в конфигурации и величине площади одновременного появления гололеда или изморози на территории каждого макрорайона. Это обстоятельство объясняется разнообразием синоптических условий, вызывающих образование гололеда и изморози, а также влиянием рельефа. Под влиянием этих факторов создаются различные метеорологические условия гололедообразования.

Результаты специального исследования показали также, что продолжительность гололедного периода и величина отложения льда различны не только в разных частях территории Советского Союза, но даже на небольшой по площади территории, что объясняется местными условиями.

Для метеорологического обслуживания железнодорожного и автомобильного транспорта практически необходимой задачей является получение данных о вероятности встречи на трассе с гололедом и другими вредными метеорологическими явлениями. При этом важно знать не только вероятность гололеда в данном пункте, но также, и даже в большей степени, вероятность гололеда на отдельных участках дороги и на дороге в целом.

Автором при участии техника отдела климатологии Главной геофизической обсерватории Э. Н. Турунтаевой и студентки Ленинградского гидрометеорологического института Т. К. Волкорезовой была проведена специальная разработка по изучению повторяемости гололеда на двух трассах на Европейской территории СССР: Вязьма — Москва — Владимир — Сасово — Тамбов протяженностью 810 км и Киев — Кременчуг — Днепропетровск — Запорожье — Никополь протяженностью 525 км.

По данным наблюдений метеорологических станций в пунктах на указанных трассах за десятилетний период наблюдений (с 1951 по 1960 г.) было подсчитано число дней с гололедом для каждого пункта, для отдельных участков трасс и для трасс в целом (табл. 1—7). Из таблиц видно, что повторяемость гололеда на отдельных участках трассы больше, чем повторяемость явления в одном пункте на этой трассе, причем с увеличением протяженности участка трассы повторяемость гололеда возрастает. Так, на трассе Вязьма — Москва — Владимир — Сасово — Тамбов годовое число дней с гололедом в 2—4 раза больше, чем годовое число дней с гололедом в отдельном пункте на указанной трассе (табл. 1—4). Полученные результаты имеют большое практическое значение. Они свидетельствуют о том, что данных наблюдений по гололеду в одном пункте недостаточно для характеристики трассы определенной

протяженности. Эти результаты нельзя считать случайными, поскольку они одинаковы для двух различных трасс.

Таблица 1

Число дней с гололедом в отдельных пунктах трассы
Вязьма—Москва—Владимир—Сасово—Тамбов

Пункт	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Вязьма	05	5	8	6	2	2	03	24
Москва	0	1	2	1	1	04	01	6
Владимир	04	4	5	3	09	1	04	15
Сасово	02	1	4	3	2	08	02	11
Тамбов	01	4	7	4	2	2	03	19

Таблица 2

Число дней с гололедом на участках трассы протяженностью 200 км

Участок	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Вязьма—Москва	0,5	6	9	6	3	2	0,3	27
Москва—Владимир	0,4	5	5	3	2	2	0,5	18
Владимир—Сасово	0,5	4	7	5	3	2	0,6	22
Сасово—Тамбов	0,3	4	9	6	3	2	0,3	25

Таблица 3

Число дней с гололедом на участках трассы протяженностью 400 км

Участок	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Вязьма—Москва—Владимир	0,8	7	11	7	4	3	0,3	33
Владимир—Сасово—Тамбов	0,6	6	11	7	4	3	0,7	32

Таблица 4

Число дней с гололедом по всей трассе
Вязьма—Москва—Владимир—Сасово—Тамбов

X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
0,9	8	15	11	6	4	0,7	46

Таблица 5

Число дней с гололедом в отдельных пунктах трассы
Киев—Кременчуг—Днепропетровск—Запорожье—Никополь

Пункт	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Киев	0,2	4	5	5	4	1	0	19
Кременчуг	0	1	2	2	2	1	0,1	8
Днепропетровск	0	3	4	5	2	1	0	15
Запорожье	0	0,5	2	4	1	1	0	8
Никополь	0	0,9	3	4	1	0,9	0	10

Таблица 6

Число дней с гололедом на участках трассы протяженностью 200 км

Участок	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Киев—Кременчуг . . .	0,2	4	6	6	6	2	0,1	24
Кременчуг—Днепропетровск—Запорожье . . .	0	3	6	8	4	2	0,1	23
Днепропетровск—Запорожье—Никополь . . .	0	3	6	7	3	2	0	21

Таблица 7

Число дней с гололедом по всей трассе
Киев—Кременчуг—Днепропетровск—Никополь

X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
0,2	6	7	11	7	3	0,1	34

Такие же выводы получены А. Н. Лебедевым [1] при специальных исследованиях продолжительности гроз на ограниченных участках территории. По полученным им данным, на Приволжской возвышенности число дней с грозами в районе радиусом 100 км в 2—3 раза больше, чем в районе метеорологической станции. Примерно такое же соотношение соответственно характерно для средних значений продолжительности гроз. Эти выводы имеют большое прикладное значение для народного хозяйства, в частности для транспорта, когда требуются данные о повторяемости и продолжительности изучаемого явления не только в пунктах, а на некоторой ограниченной территории или на определенном участке трассы.

Полученную закономерность можно использовать в практических целях. Зная повторяемость гололеда в одном пункте, можно оценить примерную повторяемость на всей трассе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев А. Н. Продолжительность гроз на ограниченных участках территории. Труды ГГО, вып. 85, 1958.
2. Лебедева О. Н. Происхождение и характер оттепелей в Европейской части СССР. Труды ГГО, вып. 16, 1938.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1. Гидрометеоиздат, Л., 1958.
4. Поляченкова В. С. Карта распределения гололеда и рекомендации по борьбе со скользкостью на дорогах. Автомобильные дороги, № 4, 1962.
5. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
6. Руднева А. В. Мокрый снег и обледенение проводов. Труды ВНМС, т. IV, 1962.

В. Г. ЦВЕРАВА

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрены некоторые вопросы режима ветра в пограничном слое атмосферы по данным радиопилотных наблюдений. Получено аналитическое выражение для функции, характеризующей статистическую структуру воздушных потоков по вертикали.

Введение

За последнее время значительно возрос интерес к ветровому режиму пограничного слоя атмосферы, особенно к распределению скорости ветра по высоте в этом слое. С одной стороны, это объясняется появлением новых воззрений на роль воздушных потоков в нижнем километровом слое атмосферы и связано с решением вопроса о вкладе планетарного пограничного слоя в общую циркуляцию атмосферы. С другой стороны, повышенный интерес к вертикальному профилю скорости ветра в нижней тропосфере обусловлен запросами практики. При строительстве жилых зданий, промышленных объектов, линий электропередачи, радиомачт, телевизионных мачт необходимы сведения о распределении ветровых нагрузок по высоте.

Ветровые нагрузки в приземном слое являются расчетными для некоторых элементов конструкции и стартовых устройств вертикально взлетающих ракет. Поэтому исследованию ветровых нагрузок, а также разработке упрощенных методов их определения уделяется большое внимание [1]. Особенно необходимы эти данные для мощных многоступенчатых ракет, общая длина которых может достигать более 100 м [16].

Безопасность посадки самолетов зависит от вертикального распределения скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы, так как сдвиг ветра, величина которого при определенных условиях достигает в этом слое больших значений, оказывает существенное влияние на потерю подъемной силы снижающегося самолета [7, 13].

Большие перспективы открываются перед использованием даровой энергии ветра. Подсчитано, что около 2% солнечной энергии на земной поверхности превращается в энергию ветра и что даже малая часть последней превосходит всю энергию сжигаемого угля [14, 17]. Но для того чтобы рационально использовать энергетические ресурсы ветра, также необходимы сведения о пространственной структуре воздушных течений.

Наконец, чрезвычайно важная в настоящее время проблема, связанная с загрязнением атмосферы вредными примесями, не может быть ре-

шена без всестороннего анализа динамики воздушных течений пограничного слоя атмосферы. Актуальность этой проблемы особенно возрастает в связи с развитием атомной энергетики [6].

В настоящей работе сделана попытка выявить некоторые особенности ветрового поля в пограничном слое атмосферы, которые могут быть использованы для решения отдельных практических задач.

Для анализа пространственно-временной изменчивости ветра использованы наблюдения аэрологической станции Воейково за сентябрь 1961 и 1962 гг. Высота станции над уровнем моря 72 м, рельеф в районе пункта зондирования слегка холмистый

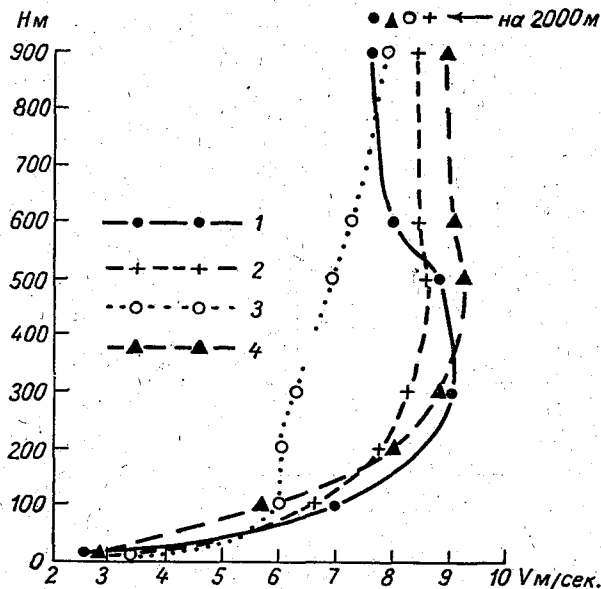


Рис. 1. Распределение средней скорости ветра по высоте в различное время суток над пос. Воейково.
1 — 03 часа, 2 — 09 час., 3 — 15 час., 4 — 21 час.

В сентябре 1961 г. преобладала сухая погода с переменной облачностью. Дожди были связаны главным образом с прохождением вторичных фронтов в тылу циклонов. Всего наблюдалось 10 дней с дождем. Ясных дней было 9.

Сентябрь 1962 г. отличался дождливой погодой. Преобладали дожди обложного характера, обусловленные прохождением циклонов и глубоких ложбин с фронтами. Только 11 дней было без осадков. Ясных дней было 4.

Характер вертикального распределения модуля скорости ветра за эти два месяца представлен на рис. 1. График построен по данным наблюдений на высотах: флюгер (10 м), 100, 200, 300, 500, 600, 900 м над поверхностью земли и 2000 м над уровнем моря (или 1930 м над поверхностью земли). Наблюдения проводились 4 раза в сутки радиотеодоли- том «Малахит».

Анализ пространственной и временной изменчивости вектора ветра

Прежде чем перейти к рассмотрению рис. 1, следует отметить, что из многочисленных факторов, оказывающих влияние на распределение

скорости ветра по высоте, немаловажная роль принадлежит адвекции, которая может в значительной степени исказить суточный ход ветра даже в пределах пограничного слоя атмосферы. Краткая характеристика погодных условий, преобладающих в сентябре 1961—1962 гг., показывает, что влияние адвекции на режим ветра в данном случае было достаточно большим. Тем не менее изменения в вертикальном распределении скорости ветра, обусловленные суточным ходом коэффициента турбулентности, хорошо прослеживаются как у земли, так и на высотах. Увеличение интенсивности турбулентного обмена в дневные часы приводит к увеличению скорости ветра у земли и ослаблению ее на высотах (по сравнению с ночными часами). Это показывает кривая за 15 час. Переход от ночного профиля к дневному происходит постепенно, что хорошо видно из сопоставления кривых за 09 и 15 час.

Зависимость вертикального распределения ветра от суточного хода коэффициента турбулентности и адвекции приводит к тому, что сроки,

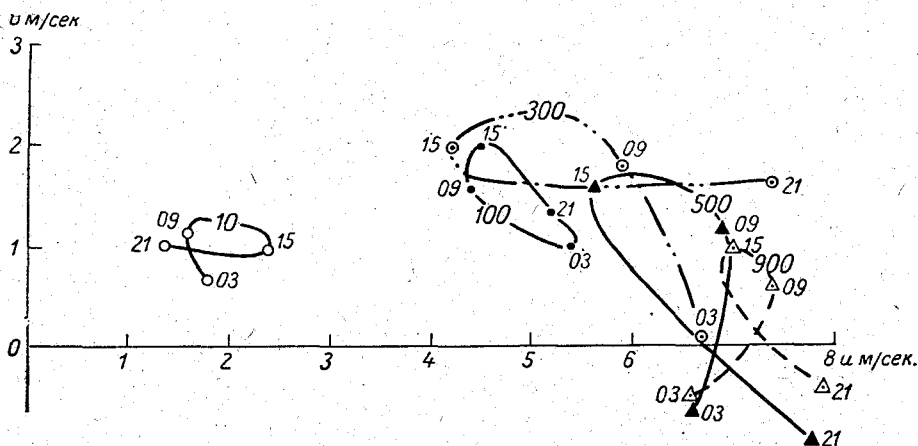


Рис. 2. Суточный ход вектора ветра на разных высотах над пос. Воейково.

между которыми в течение суток наблюдаются наибольшие разности скорости ветра, меняются с высотой. Например, для слоя 100—300 м максимальные амплитуды в суточном ходе ветра отмечаются между дневными (15 час.) и ночными (03 часа) сроками. В слое 400—700 м такими сроками будут дневной и вечерний (21 час) и т. д.

Поскольку скорость ветра является величиной векторной, более важно и интересно провести одновременный анализ пространственной и временной изменчивости именно вектора скорости ветра, тем более что такому анализу посвящено сравнительно мало работ.

Для этого были вычислены средние значения ортогональных составляющих вектора скорости ветра u и v для каждой высоты по срокам. Нанося эти значения на график в системе координат (u, v) , мы получили ряд кривых, каждая из которых изображает суточный ход вектора скорости ветра на определенной высоте, причем ось u направлена вдоль ветра на высоте 2000 м над уровнем моря, где влияние земной поверхности на ветер в гидродинамическом смысле уже не сказывается. Полученные нами кривые показаны на рис. 2.

Сравнивая кривые, соответствующие 10 и 100 м (рис. 2), видим, что от срока к сроку наблюдается правое вращение вектора ветра. Отличие между этими кривыми определяется тем, что они характеризуют суточный ход вектора ветра на высотах, между которыми находится уровень

обращения ветра. Поэтому на высоте флюгера правое вращение вектора сопровождается увеличением его длины, а на высоте 100 м — уменьшением.

На высоте 300 м вектор ветра от срока к сроку испытывает левое вращение, сопровождающееся уменьшением скорости ветра вплоть до 15 час. С 15 час. вектор ветра начинает увеличиваться, сохраняя левое вращение, и достигает максимального для данной высоты значения в 21 час.

Методика, использованная в настоящей работе для изучения суточного хода скорости ветра, ранее применялась Буажитти и Блекейдером [12]. На рис. 3 приведены опытные данные по суточному ходу вектора ветра на разных высотах, полученные этими учеными по наблюдениям в Северной Америке. Приведенные результаты представляют собой периодическую часть суточных изменений, осредненных за 29 летних дней 1951 г. (цитируется по работе [5]). Аналогичные исследования проводились Халтинером [15].

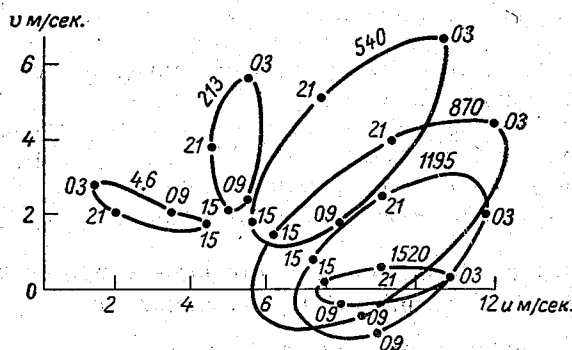


Рис. 3. Суточный ход вектора ветра на разных высотах по наблюдениям Буажитти и Блекейдера.

Характер кривых на рис. 2 и 3 существенно различается. Прежде всего кривые на рис. 3 являются замкнутыми и ни на одной из высот не отмечается левое вращение вектора ветра. Такое отличие объясняется, вероятно, тем, что из наблюдений была исключена непериодическая часть суточных изменений.

Обращает на себя внимание и тот факт, что в нашем случае начиная с уровня 500 м кривые дважды пересекают ось u (на рис. 2 и 3 эта ось направлена вдоль ветра на высоте 2000 м), в то время как по данным Буажитти и Блекейдера такое «двойное пересечение» свойственно вектору ветра более высоких слоев. Это, вероятно, также объясняется влиянием адвекции.

Д. Л. Лайхтман, анализируя рис. 3, отмечает, что «хорошо видно убывание амплитуды суточных колебаний вектора ветра с приближением к земной поверхности и к верхней границе пограничного слоя» [5]. То же самое можно сказать о поведении вектора ветра на рис. 2.

Сравнение и анализ рис. 2 и 3 позволяют выявить еще несколько весьма интересных особенностей в суточном ходе вектора ветра на различных высотах. Кривая, соответствующая суточному ходу вектора ветра на высоте 300 м, является до некоторой степени зеркальным отражением кривой, характеризующей суточный ход вектора ветра на высоте флюгера. Это значит, что в рассматриваемом 300-метровом слое

атмосферы существует хорошо выраженный обмен количеством движения, но связь между изменениями скорости ветра на верхней и нижней границах этого слоя носит обратный характер, так как увеличение вектора ветра на высоте 10 м сопровождается уменьшением его на высоте 300 м. На рис. 3 такими двумя высотами будут 4,6 и 1520 м, причем величина амплитуды суточных колебаний скорости ветра на этих уровнях почти одинакова. Это довольно существенное различие между поведением вектора ветра на рис. 2 и 3 объясняется, по-видимому, не только влиянием адвекции, но и тем, что в нашем случае высота пограничного слоя была значительно ниже, чем в период наблюдений американскими учеными в Северной Америке.

Кроме того, рис. 3 показывает, что переход от кривой на высоте 4,6 м к кривой на высоте 1520 м происходит постепенно. Следовательно, можно предположить, что переход от кривой на высоте 10 м к кривой на высоте 300 м (рис. 2) также должен быть постепенным. Отсутствие данных на промежуточных высотах не позволяет проверить это предположение.

При анализе суточных изменений скорости ветра на высотах, превышающих 300 м (рис. 2), обращает на себя внимание тот факт, что начиная с 500 м «ориентировка кривых» заметно отличается от «ориентировки кривой» на высоте 300 м, причем кривая на высоте 900 м почти повторяет ход кривых на высотах 500 и 600 м. Следовательно, можно предположить, что связь между воздушными течениями в слое 500—900 м более тесная, чем в слое 300—500 м. Но поскольку случаи с адвекцией не были выделены при рассмотрении суточного хода скорости ветра, этот вывод нуждается в дальнейшей проверке.

Определение структурной функции скорости ветра в пограничном слое атмосферы

Исследование этой характеристики ветра проводилось по методике, разработанной О. А. Дроздовым для изучения пространственной изменчивости метеозлементов [1, 2]. Эту же методику использовали при исследовании изменчивости ветра в свободной атмосфере М. В. Заварина, Н. З. Пинус [8] и др.

Функция, которая описывает изменчивость вектора ветра в зависимости от расстояния, имеет следующий вид:

$$\sigma_{\Delta V} = F(\rho), \quad (1)$$

где ρ в рассматриваемом случае — расстояние по вертикали между двумя уровнями в атмосфере, на которых получены данные о скорости ветра, а $\sigma_{\Delta V}$ — среднее квадратическое отклонение вектора ветра.

Для вычисления средних квадратических отклонений использована формула

$$\sigma_{\Delta V} = \sqrt{\sigma_{\tau}^2 + \sigma_n^2}. \quad (2)$$

Подкоренное выражение в формуле (2) представляет сумму дисперсий двух ортогональных составляющих вектора ветра.

Разложение вектора ветра на составляющие производилось на взаимно перпендикулярные оси, одна из которых (τ) была направлена на восток, а другая (n) — на север.

Выражение для σ_{τ}^2 и σ_n^2 можно записать в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_{\tau}^2 &= \overline{\Delta V_{\tau}^2} - (\overline{\Delta V_{\tau}})^2, \\ \sigma_n^2 &= \overline{\Delta V_n^2} - (\overline{\Delta V_n})^2, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

В формулах (3) $\overline{\Delta V^2}$ — средний квадрат разности, а $(\overline{\Delta V})^2$ — квадрат средней разности. Вычитанием $(\overline{\Delta V})^2$ исключается влияние зависимости среднего поля ветра от высоты. Таким образом, $\sigma_{\Delta V}$, вычисленное для различных высот, характеризует величину флуктуаций скорости ветра на этих высотах. Можно предположить, что в данном случае флуктуации скорости обусловлены вихрями, размеры которых сравнимы с расстоянием между стандартными высотами и флюгером [10].

Вычисление ΔV (с соответствующим индексом) производилось по схеме

$$\Delta V = V_c - V_\phi,$$

где V_c — одна из компонент вектора на стандартной высоте, а V_ϕ — величина соответствующей компоненты вектора ветра на высоте флюгера.

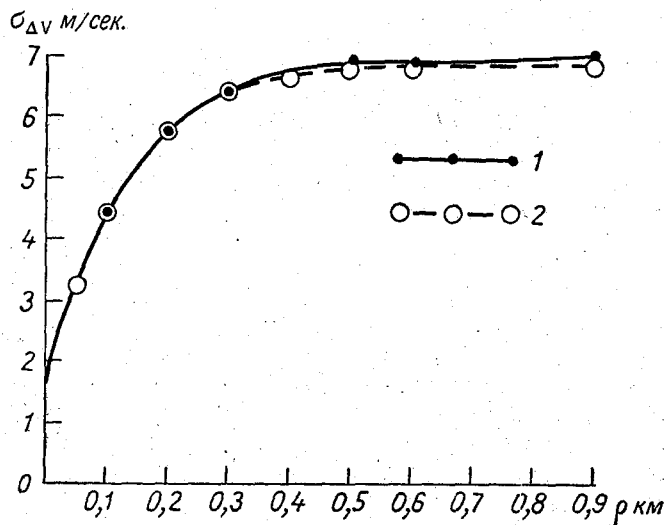


Рис. 4. Зависимость $\sigma_{\Delta V}$ от высоты над поверхностью земли.

1 — опытная кривая, 2 — кривая, построенная по формуле (5).

Вид функции (1), которую можно рассматривать как структурную [2], представлен на рис. 4. На графике нанесены значения $\sigma_{\Delta V}$, осредненные для каждого уровня по четырем срокам.

Экстраполяция полученной кривой до оси ординат позволяет найти значение σ_0 (ошибка метода), которое составляет примерно 1,5 м/сек. Полученное нами значение σ_0 не противоречит результатам исследований, которые проводились в этом направлении другими авторами [3, 4].

Анализ кривой на рис. 4 позволяет в общих чертах судить о структуре воздушных потоков в вертикальном направлении.

1. Примерно до уровня 300 м наблюдается рост значений $\sigma_{\Delta V}$ с увеличением высоты. Выше этого уровня начинается участок, на котором кривая достигает «насыщения», т. е. идет почти параллельно оси абсцисс. В первом приближении можно предположить, что участок кривой, соответствующий насыщению, находится в области внешнего масштаба турбулентности, в которой характерные размеры вихрей значительно превышают размеры вихрей нижнего 300—500-метрового слоя атмосферы [9].

2. Кривая на рис. 4 показывает, что корреляция между флуктуациями скорости в двух каких-либо точках воздушного потока убывает с увеличением расстояния между этими точками ($\sigma_{\Delta V}$ растет). Таким образом оказывается, что связь между флуктуациями скорости ветра на различных уровнях хорошо прослеживается во всем нижнем 300-метровом слое атмосферы. На высоте 500 м эта связь практически уже отсутствует.

Функцию (1) целесообразно представить в аналитическом виде. Кривая, характеризующая зависимость $\sigma_{\Delta V}$ от высоты (рис. 4), лучше всего описывается функцией

$$\sigma_{\Delta V} = A(1 - e^{-\alpha p}) + \sigma_0, \quad (4)$$

где A и α — постоянные величины, а σ_0 и ρ — величины уже известные.

Наилучшее приближение к опытным данным получается при $A = 5,45$ и $\alpha = 7,71$. Таким образом, аналитическое выражение для кривой на рис. 4 имеет вид

$$\sigma_{\Delta V} = 5,45(1 - e^{-7,71p}) + 1,5. \quad (5)$$

Зависимость (5) получена как частный случай, характеризующий структуру ветрового поля некоторого среднего состояния пограничного слоя атмосферы. Следует ожидать, что коэффициенты A и α существенно зависят от сезона, синоптических условий, времени суток и т. д.

Выводы

1. За рассматриваемый период (сентябрь 1961—1962 гг.) режим ветра в пограничном слое атмосферы в значительной степени был обусловлен влиянием адвекции. Тем не менее суточный ход вектора ветра достаточно хорошо прослеживался во всем 900-метровом слое атмосферы.

2. Амплитуда суточных колебаний вектора ветра убывает с приближением к земной поверхности и к верхней границе пограничного слоя атмосферы.

3. Существует связь между флуктуациями вектора ветра на высоте флюгера и флуктуациями вектора ветра на вышележащих уровнях, которая хорошо прослеживается примерно до высоты 300—400 м над поверхностью земли.

4. Характер указанной связи достаточно точно описывается показательной функцией вида (5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А. Метод размещения сети станций в равнинной местности. Труды ГГО, вып. 12, 1936.
2. Дроздов О. А. и Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Труды НИУ ГУГМС СССР, сер. I, вып. 13, 1946.
3. Ефимов П. Л. и Хачатрян А. М. Точность определения направления и скорости ветра на высотах радиотеодолитом «Малахит». Труды ЦАО, вып. 31, 1959.
4. Калиновский А. Б. и Пинус Н. З. Аэрология. Гидрометеоздат, Л., 1961.
5. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1961.
6. Метеорология и атомная энергия. Перевод с англ. под ред. Е. К. Федорова, ИЛ, М., 1959.
7. Новожилов Н. И. Тропосферные мезоструи. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1961.
8. Пинус Н. З. Структура поля скоростей ветра в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Метеорология и гидрология, № 4, 1962.

9. Татарский В. И. Теория флуктуационных явлений при распространении волн в турбулентной атмосфере. Изд-во АН СССР, М., 1959.
10. Таунсенд А. А. Структура турбулентного потока с поперечным сдвигом. ИЛ, М., 1959.
11. Bohne Quentin R. Power spectral density techniques in ground wind drag analyses. ARS Journal, 32, No 2, 1962.
12. Buajitti K. and Blackadar A. J. Theoretical studies of diurnal wind variations in the planetary boundary layer. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 83, 1957.
13. Gerhardt I. R. An example of a nocturnal low-level jet stream. J. Atmosph. Sci., 19, No 1, 1962.
14. Golding E. W. Power for the arid zones. The harnessing of wind power and solar energy. Discovery, 16, No 3, 1955.
15. Haltiner G. J. The Diurnal Variation of the Wind. Tellus, vol. 11, No 4, 1959.
16. Kolsum Edward H. Nova study winners must share costs. Aviat. Week and Space Technol., 76, No 16, 1962.
17. The sun and the wind as desert resources. World. Sci. Rev., March, 35—36, 1955.

Н. И. МАЗУРИН

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ПОЛЕЙ СПЛОШНОЙ ОБЛАЧНОСТИ И ЗОН ОСАДКОВ НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ

Приводятся данные о повторяемости зон осадков, связанных с полями сплошной облачности, наблюдающихся над северным полушарием. Указаны некоторые формы связей между облачными полями и зонами осадков.

Размеры зон осадков

Исследование свойств полей облачности и осадков необходимо для решения различных прикладных задач гидрометеорологии. В метеорологической литературе имеются сведения о размерах облачных полей и осадков над отдельными районами, и в частности над ЕТС [2], в Арктике [1], в тропической зоне океанов [4] и над территорией Франции. Однако в гидрометеорологической литературе недостаточно представлены сведения о повторяемости зон осадков различных размеров, связанных с полями неконвективных облаков над полушарием, и др.

С этой целью были проанализированы синоптические карты северного полушария (севернее 10° с. ш.) за март, июль, октябрь и декабрь 1958 г., март, июнь, сентябрь и декабрь 1959 г., а также за срединные месяцы сезонов 1960 г. Выбор конкретного месяца в сезоне определялся с учетом полноты метеорологических данных, нанесенных на карты полушарий.

Горизонтальная протяженность зон осадков подсчитывалась путем планиметрирования с учетом изменения масштаба карт по широтам с помощью картографических таблиц. Точность измерения полей была обусловлена возможностями синоптической карты.

При анализе выяснилось, что, как и в случае неконвективных облаков [3], в атмосфере наблюдается спектр зон осадков (табл. 1).

Данные табл. 1 показывают, что площади зон осадков колеблются от нескольких сотен тысяч квадратных километров до 3 млн. км² и более. Наибольшая повторяемость приходится на зоны осадков площадью до 1 млн. км².

Заметим, что зоны осадков в теплую половину года характеризуются меньшими размерами по сравнению с холодным полугодием. Зоны осадков с наибольшей площадью отмечаются в зимнее время. В этой связи находится и то, что суммарные площади зон осадков больше в холодное полугодие и меньше в теплое (табл. 2).

Таблица 1

Повторяемость зон осадков различных размеров

Месяц	Повторяемость	Площадь зон осадков, млн. км ²				
		0,1—0,3	0,31—0,7	0,71—1,5	1,6—2,5	2,6—3,0
1958 г.						
III	Число случаев . . .	18	46	39	21	10
	Процент	13,4	34,4	29,1	15,7	7,4
VII	Число случаев . . .	113	65	18	3	1
	Процент	56,5	32,5	9	1,5	0,5
X	Число случаев . . .	80	69	57	10	3
	Процент	36,5	31,6	26,0	4,5	1,4
XII	Число случаев . . .	50	77	52	19	15
	Процент	23,4	36,2	24,4	8,9	7,1
1959 г.						
III	Число случаев . . .	34	64	55	25	20
	Процент	17,1	32,3	27,8	12,7	10,1
VI	Число случаев . . .	124	69	28	6	2
	Процент	54,2	30,1	12,3	2,6	0,8
IX	Число случаев . . .	104	75	35	16	3
	Процент	44,6	32,2	15,0	6,9	1,3
XII	Число случаев . . .	43	60	42	32	22
	Процент	21,6	30,2	21,2	16,0	11,0
1960 г.						
IV	Число случаев . . .	57	89	41	12	1
	Процент	28,5	44,5	20,5	6,0	0,5
VII	Число случаев . . .	64	58	16	7	1
	Процент	43,8	39,7	11,0	4,8	0,7
X	Число случаев . . .	72	66	37	22	6
	Процент	35,5	32,5	18,3	10,8	2,9
I	Число случаев . . .	48	55	25	22	23
	Процент	27,7	31,9	14,4	12,7	13,3

Таблица 2

Повторяемость (дни) суммарной площади зон осадков (1960 г.)

Месяц	Площадь, млн. км ²			
	2,0	2—5	5—10	10
I	0	8	21	2
IV	3	20	7	0
VII	12	18	1	0
X	0	17	14	0

Некоторые формы связей между облачными полями и зонами осадков

Данные об осадках имеют большое народнохозяйственное значение. Важно знать размеры зон осадков, их географическое распределение и направление перемещения. Однако получение сведений о размерах зон осадков над морскими акваториями и над территориями, мало освещенными в метеорологическом отношении, весьма сложно. Непосредственное измерение характеристик зон осадков с помощью, например, искусственных спутников Земли и других средств в настоящее время представляет большие методические и технические трудности. Вместе с тем характеристики облачных полей различными летательными аппаратами определяются сравнительно надежно. Поэтому представляется целесообразным оценивать характеристики зон осадков по данным измерений облачных полей, используя для этого имеющиеся формы связи между ними.

Для решения этого вопроса были проанализированы аэросиноптические материалы за 1960 г. и данные самолетных подъемов за 5 лет (с 1956 по 1961 г.): В первую очередь были подсчитаны отношения площадей зон осадков к соответствующим площадям общей облачности по сезонам года (табл. 3 и 4) с тем, чтобы по данным о размерах облачных полей и по переходным коэффициентам K косвенным путем можно было оценить размеры зон осадков.

Данные табл. 3 и 4 показывают, что зоны осадков занимают до 70% площади облачного покрова, если последний имеет площадь менее 1 млн. км². При облачных полях, имеющих площадь более 1 млн. км², но не превышающих 5—6 млн. км², зоны осадков составляют 10—40% их площади, и, наконец, при облачных полях более 6 млн. км² зоны осадков не превышают 10—20% площади облачного покрова.

Представляет интерес определить, в какой части облачного поля находится зона осадков. Для этого сопоставлялись положения центров облачных полей и зон осадков в циклонах (78 случаев).

Установлено, что облачные поля и осадки в циклонах прослеживаются обычно в течение 3—4 дней. В большинстве случаев (до 70%) центры зон осадков располагаются слева от центров облачных полей по направлению их перемещения на расстоянии 200—300 км. Это объясняется тем, что зоны осадков располагаются в циклонах ближе к их центральной части или к вершине фронтальной волны, где более активно протекают конденсационные процессы, а облачные поля оказываются несколько смещенными к теплой периферии циклонов.

Поскольку зоны осадков, не связанные с циклонами, располагаются пятнами («островами»), обнаружить какую-либо закономерность во взаиморасположении их с центрами облачных полей не представляется возможным. Можно указать на некоторые особенности в положениях траекторий центров зон осадков и облачных полей при различных скоростях перемещения циклонов. Как правило, в быстро перемещающихся циклонах (скорость 1000—1500 км/сутки) траектории центров зон осадков близки к траекториям движения облачных полей. В циклонах, движущихся со скоростью менее 1000 км/сутки, указанные центры перемещаются параллельно друг другу на расстоянии 200—300 км. Это характерно для зонально перемещающихся циклонов.

При циклонах, движущихся меридионально, расстояния между центрами зон осадков и облачных полей могут увеличиваться до 500—600 км.

Осадки чаще всего связаны с облаками, имеющими большую вертикальную протяженность. Так, при осадках наибольшую повторяемость (25%) имеют облака с вертикальной протяженностью до 2000 м, а при

Таблица 3

Величины переходных коэффициентов (январь 1960 г.)

Площадь облаков, млн. км ²	Площадь зон осадков, млн. км ²																		Общее число слу- чаяв		
	0,1		0,2		0,3		0,4		0,5		0,6		0,7		0,8		0,9			1,0	
	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв	%	число слу- чаяв		%	число слу- чаяв
До 0,5	11,0	1	—	—	11,0	1	45,0	4	22,0	2	11,0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	9
0,6—1,0	22,3	6	—	—	18,5	5	29,6	8	11,1	3	14,8	4	3,7	1	—	—	—	—	—	—	27
1,1—2,0	38,5	10	15,7	4	22,8	6	11,5	3	7,9	2	3,8	1	—	—	—	—	—	—	—	—	26
2,1—4,0	36,4	14	13,6	5	23,8	9	15,6	6	5,2	2	2,7	1	2,2	1	—	—	—	—	—	—	38
4,1—6,0	41,3	7	17,6	3	23,5	4	11,7	2	5,9	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17
6,1—8,0	41,5	5	33,6	4	—	—	8,3	1	8,3	1	8,3	1	8,3	1	—	—	—	—	—	—	13
8,1—10,0	30,3	3	—	—	30,0	3	30,0	3	10,0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
10,1—12,0	45,4	5	18,2	2	18,2	2	18,2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11
12,1—14,0	40,0	4	20,0	2	10,0	1	20,0	2	10,0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Сумма . . .	34,4	55	12,5	20	19,4	31	19,4	31	8,1	13	3,2	8	1,5	3	—	—	—	—	—	—	161

Величины переходных коэффициентов (июль 1960 г.)

Площадь облаков, млн. км ²	Площадь зон осадков, млн. км ²														Общее число слу- чьев						
	0,1		0,2		0,3		0,4		0,5		0,6		0,7			0,8		0,9		1,0	
	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев		%	число слу- чьев	%	число слу- чьев	%	число слу- чьев
До 0,5	—	—	4,2	1	8,4	2	4,2	1	—	—	16,7	4	16,7	4	12,6	3	8,4	2	28,8	7	24
0,6—1,0	6,6	3	13,5	6	22,5	10	15,5	7	15,5	7	4,4	2	8,8	4	4,4	2	4,4	2	4,4	2	45
1,1—2,0	15,7	6	26,9	10	23,5	9	18,3	7	7,8	3	7,8	3	—	—	—	—	—	—	—	—	38
2,1—4,0	27,0	8	19,9	6	16,6	5	6,6	2	1,0	3	13,3	4	—	—	3,3	1	—	—	3,3	1	30
4,1—6,0	25,0	1	—	—	—	—	50,0	2	—	—	25,0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4
6,1—8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8,1—10,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10,1—12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12,1—14,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	12,9	18	16,4	23	18,6	26	13,5	19	9,1	13	9,9	14	5,6	8	3,0	4	4,0	6	7,0	10	141

отсутствии осадков наибольшая повторяемость (до 30%) приходится на облака с вертикальной протяженностью до 1000 м.

Заметим, что такая закономерность несколько нарушается лишь в холодную половину года. Это, по-видимому, связано с возрастающим влиянием радиационного охлаждения нижних слоев тропосферы (происходит вымерзание влаги) и с большей устойчивостью воздушных масс в это время года.

Выводы

1. В атмосфере в конкретный физический момент времени наблюдается определенный спектр зон осадков, связанных со сплошными полями неконвективных облаков.

2. Отмечаются сезонные различия в спектре зон осадков. В теплую половину года они имеют меньшие размеры по сравнению с холодным полугодием.

3. Имеются определенные связи между облачными полями и зонами осадков. Зоны осадков занимают до 70% площади облачного покрова, если последняя составляет менее 1 млн. км², до 40% при облачном покрове от 1 до 5—6 млн. км² и 10—20% при облачных полях более 6 млн. км².

4. В большинстве случаев (до 70%) центры зон осадков располагаются слева от центров облачных полей по направлению их перемещения на расстоянии 200—300 км.

5. Наблюдаются некоторые особенности в положениях траекторий центров зон осадков и облачных полей при разных скоростях и направлениях перемещения. В зонально перемещающихся циклонах указанные траектории параллельны и располагаются на расстоянии 200—300 км. В меридионально движущихся циклонах расстояния между центрами зон осадков и облачных полей увеличиваются до 500—600 км.

6. При осадках наибольшую повторяемость (25%) имеют облака с вертикальной протяженностью 2000 м, а при отсутствии осадков наибольшая повторяемость (30%) приходится на облака с вертикальной протяженностью 1000 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В., Дюжева О. Г. Горизонтальная протяженность облаков в Арктике. Проблемы Арктики, № 6, 1959.
2. Лебедев А. Н. Климат СССР. Европейская территория СССР. Гидрометеоздат, Л., 1958.
3. Мазурин Н. И. Характеристика полей неконвективных облаков и связанных с ними зон осадков. Труды ВМС, т. V. Гидрометеоздат, Л., 1963.
4. Хренов С. П. Наблюдения над облаками и осадками в тропических океанах. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 93, 1961.

Б. М. ГАЛЬПЕРИН

ПОВТОРЯЕМОСТЬ РАЗЛИЧНОГО КОЛИЧЕСТВА ОБЛАКОВ РАЗНЫХ ФОРМ

По данным учащенных дневных наблюдений над облачностью в теплое время года в Павловске и Карадаге рассмотрена повторяемость различного количества облаков разных форм и некоторых наиболее часто встречающихся сочетаний этих форм.

В настоящее время имеется достаточно данных о повторяемости различных отметок общей и нижней облачности. Значительно меньше разработан вопрос о повторяемости различного количества облаков для отдельных облачных форм, между тем он также представляет практический интерес.

Для получения соответствующих климатических характеристик были обработаны наземные наблюдения над облаками в светлое время суток в двух сильно различающихся по своему климату пунктах — Карадаге (за апрель — сентябрь 1951—1953 гг. через каждые два часа) и Павловске (за май — август 1937—1940 гг. ежечасно). Были рассмотрены те формы облаков, которые встречаются в различном количестве, и некоторые наиболее часто встречающиеся сочетания этих форм (табл. 1). Следует указать, что в группу *As* отнесено и некоторое число наблюдений, когда, кроме *As*, отмечены еще в меньшем количестве *Sc*, т. е. в таблицах была отметка *As, Sc*; соответственно к группе *Sc* добавлены случаи *Sc, As*. Известно, что *As* и *Sc* — облака одинакового происхождения и макроструктуры, и при визуальном определении нередко одна из этих форм записывается вместо другой. *Cb*, как правило, сопровождаются другими облаками, чаще всего *Sc, Frnb*, реже *Cu*, и все наблюдения при таких сочетаниях независимо от того, отмечались *Cb* на первом или втором месте, были объединены в одну группу — *Cb*. Объединены также сочетания *As, Cu; Sc, Cu; Cu, As; Cu, Sc*.

Так как визуальная оценка количества облаков неточна, то все наблюдения над облаками каждой формы были разбиты на группы: 2—3, 4—5, 6—7, 8—9 и 10—10 баллов.

В табл. 1 приведена вычисленная для каждой станции повторяемость различного количества облаков, а также общее количество использованных наблюдений при различных облаках. Поскольку для большинства облаков число наблюдений велико, можно предполагать, что полученные результаты достаточно достоверны.

Из табл. 1 и, более наглядно, из приведенных на рис. 1 и 2 кривых распределения видно, что для различных облачных форм характерны разные кривые распределения.

Повторяемость (%) различного количества облаков в Павловске (1) и Карадаге (2)

Облака	Станция	Баллы					Число случаев
		2—3	4—5	6—7	8—9	10—10	
Cu	1	42	24	16	11	7	438
	2	39	30	18	10	3	611
Ac	1	17	8	11	18	46	537
	2	13	14	12	23	38	240
Sc	1	3	2	3	11	81	713
	2	8	9	6	15	62	556
Ac или Sc с Cu	1	12	11	10	20	47	307
	2	17	17	19	24	23	422
Cb	1	—	2	3	7	88	346
	2	5	6	14	24	51	209
Cs	1	3	2	3	9	83	213
	2	(3)	—	(3)	(17)	(77)	(29)
Ci	1	21	13	10	13	43	712
	2	29	12	9	17	33	357
Ci, Ac	1	10	7	8	14	61	227
	2	17	10	15	13	45	216
Ac, Ci	1	7	12	12	28	41	197
	2	12	13	13	24	38	168
Ci, Cu	1	14	8	16	25	37	251
	2	26	10	20	17	27	159
Cu, Ci	1	27	17	19	16	21	171
	2	28	17	28	22	5	86
Cs, Cu	1	—	—	7	16	77	122
	2	—	—	—	—	—	—
Ci с Ac (Sc) и Cu	1	—	4	6	28	62	52
	2	13	13	12	28	34	61
Cu с Ac (Sc) и Ci	1	11	12	16	17	44	75
	2	5	9	14	23	49	43

По виду этих кривых и по абсолютным значениям повторяемости различного количества облаков обе станции дают в основном согласующиеся результаты, но в отдельных случаях проявляются их климатические особенности.

Так, для облаков волнистой структуры — Ac и особенно Sc (рис. 1) — типична асимметричная кривая с максимумом повторяемости при облачности 10 баллов. Это обусловлено тем, что Sc и Ac чаще всего имеют вид *undulatus* и возникают под слоем инверсии или путем распада слоистообразной облачности. При рассеянии таких облаков количество их быстро уменьшается. Встречающиеся реже Sc или Ac *simuliformis* наблюдаются обычно в небольшом количестве.

В Павловске, где влажность воздуха и повторяемость слоистообразных облаков больше, чем в Карадаге, повторяемость облачности 10 баллов Sc больше. При облачности, меньшей 8 баллов, повторяемость Ac и особенно Sc мала и почти не зависит от их количества.

Аналогично полученному для Sc распределение повторяемости различного количества облаков при Cb, Cs и Cs, Cu, причем в Павловске также более резко выражен максимум повторяемости 10 баллов, что, очевидно, связано с большей частотой фронтальных облаков.

Для *Cu* (рис. 1) по очень близким данным обеих станций, наоборот, характерна максимальная повторяемость облачности 2—3 балла; с увеличением количества облаков повторяемость их почти линейно убывает.

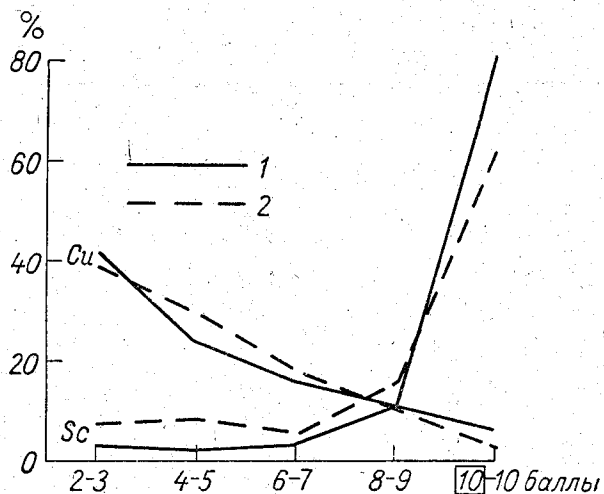


Рис. 1. Кривые распределения количества облаков при *Sc* и *Cu*.
1 — Павловск, 2 — Карадаг.

Это объясняется тем, что с возрастанием количества облаков растет их вертикальная мощность и они переходят в *Sb*.

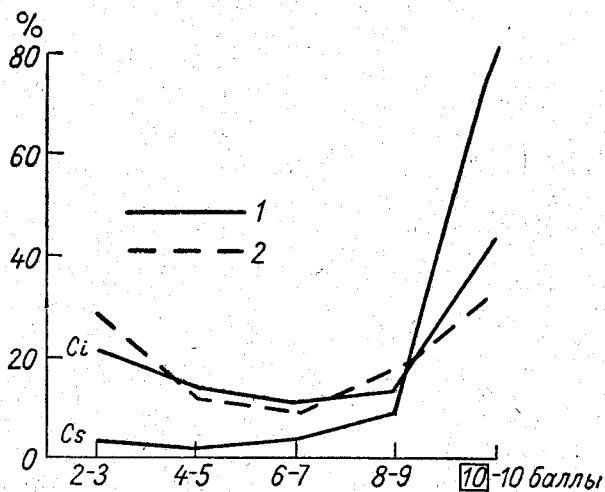


Рис. 2. Кривые распределения количества облаков при *Ci* и *Cs*.
Усл. обозначения см. рис. 1.

При сочетаниях *Cu* с *Ac* или *Sc* (преимущественно *Ac*, *Cu* и *Sc*, *Cu*) в Павловске, где особенно часто встречаются облака волнистой структуры, распределение повторяемости различного количества облаков приближается к характерному для *Ac*, но повторяемость небольшой облачности за счет *Cu* выше, чем при *Ac*. В Карадаге, где *Cu* наблюдаются

чаще, чем A_c или S_c , максимум при 10 баллах выражен слабее, чем в Павловске, и имеется второй максимум при 2—3 баллах.

Наиболее симметрична кривая распределения различных отметок облачности для C_i (рис. 2). По очень близким данным обеих станций, при отсутствии других облачных форм эти облака чаще всего встречаются при 10 и 2—3 баллах, но в Павловске повторяемость 10 баллов больше, а 2—3 баллов меньше, чем в Карадаге. Промежуточные значения облачности, по данным обоих пунктов, встречаются почти одинаково часто; имеется лишь слабый максимум повторяемости при 6—7 баллах.

Симметрия кривой распределения для C_i , очевидно, обусловлена тем, что C_i «хорошей погоды», не связанные с приближением фронтов, бывают в небольшом количестве, а с приближением фронта количество C_i быстро возрастает.

При сочетаниях C_i с A_c кривые распределения теряют свою симметрию, уменьшается повторяемость 2—3 баллов, особенно при преобладании A_c (A_c, C_i). При C_i, A_c значительно увеличивается повторяемость 10 баллов, а при A_c, C_i — 8—9 баллов. Распределение повторяемости при A_c, C_i очень близко к характерному для A_c .

Аналогичным полученному для C_i, A_c и A_c, C_i оказывается распределение отметок облачности при наличии, кроме C_i и A_c , еще и S_i .

При сочетаниях C_i с S_i распределение повторяемости по баллам получается наименее правильным. Оно близко к типичному для C_i — с максимумом при 10 и 2—3 баллах, но в Карадаге, где в теплое полугодие наиболее часты S_i , при сочетании S_i с C_i повторяемость 10 баллов минимальна.

Поскольку кривые распределения основных облачных форм, полученные для Павловска и Карадага, различаются сравнительно мало и, как было выяснено по данным этих же станций, близки к вероятности солнечного сияния разной интенсивности при одинаковых облаках, очевидно, различие во влиянии облачности на приход солнечной радиации в разных климатических районах обусловлено главным образом разной повторяемостью отдельных облачных форм.

О ТОЧНОСТИ РАСЧЕТА ЧИСЛА РИЧАРДСОНА И ВЕРОЯТНОСТИ ЗОН ПОВЫШЕННОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Рассматриваются ошибки расчета числа Ричардсона, зависящие от точности измерения метеорологических элементов на разных высотах, а также ошибки расчета вероятности числа $Ri \ll 1$, определяемые в основном неточностью измерения ветра.

О применимости числа Ричардсона к диагнозу болтанки самолетов

Число Ричардсона выражается формулой

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{\vec{V}_2 - \vec{V}_1}{z_2 - z_1} \right)^2}, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, T — средняя температура слоя, γ_a и γ — сухоадиабатический и наблюдаемый вертикальный температурный градиенты в слое, причем

$$\gamma = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}, \quad (2)$$

$$\left(\frac{\vec{V}_2 - \vec{V}_1}{z_2 - z_1} \right)^2 = \left(\frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1} \right)^2 + \left(\frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1} \right)^2 \quad (3)$$

— квадрат векторного изменения скорости ветра с высотой.

В выражениях (2) и (3) T_1 , T_2 и \vec{V}_1 , \vec{V}_2 — значения температуры и вектора ветра на уровнях z_1 и z_2 соответственно, u и v — составляющие вектора ветра \vec{V} по осям x и y .

В некоторых работах число Ричардсона использовалось как критерий для оценки турбулентности облачных слоев, для определения среднего состояния атмосферы, для характеристики атмосферных фронтов [1, 3, 20, 22 и др.]. В значительном числе советских и зарубежных работ также получена хорошая корреляция между болтанкой самолетов и малыми числами Ричардсона [5, 10, 16, 17, 25, 26, 27, 29, 30, 33]. Более полный список этих работ можно найти в обстоятельном исследовании Н. З. Пинуса и С. М. Шметера [2]. В ряде работ по исследованию турбулентности (преимущественно в тропосфере) число Ричардсона рекомендовалось использовать для прогноза болтанки самолетов [11, 15, 21 и др.].

Вместе с тем за последнее время появились работы, в которых отрицается возможность обнаружить зоны повышенной турбулентности с по-

мощью числа Ri [18], поэтому прежде чем приступить к оценке точности расчета Ri , остановимся на причинах разногласий, возникающих при оценке критического числа Ричардсона, и причинах, нарушающих корреляцию между числом Ri и наличием болтанки самолетов. Эти причины обусловлены различием обработки аэрологических наблюдений (техникой расчета), а также различием физического толкования данного критерия.

В отношении техники расчета можно сделать следующие замечания.

1. В ряде случаев получаются большие значения числа Ri в зонах болтанки самолетов вследствие несинхронности температурно-ветрового зондирования атмосферы, по которому вычисляется Ri , с полетом самолета, испытывающего болтанку. Несинхронность этих данных особенно сильно сказывается при сравнении результатов наблюдений в случаях быстрой изменчивости синоптических процессов во времени.

2. При расчетах Ri не всегда удается подобрать данные температурно-ветрового зондирования, характеризующие условия вблизи маршрута полета. Отдаленность пунктов зондирования от района самолетного зондирования особенно сильно нарушает корреляцию болтанки самолетов с числами Ri в высоких слоях атмосферы, где зоны повышенной турбулентности часто имеют локальный характер.

3. Число Ri , а следовательно, и его критическое значение зависят от толщины слоя осреднения [10].

В работах различных авторов расчет вертикальных градиентов, определяющих число Ri , производится по слоям различной толщины. Полученные таким образом результаты трудно поддаются сравнению.

4. При расчете Ri по формуле (1) обычно полагают $T=273^\circ$ и не всегда вводится поправка на погрешность, обусловленную отклонением наблюдаемой температуры от 273° . Эта погрешность (как будет показано ниже) является существенной в зоне минимальных температур (вблизи тропопаузы).

Чрезвычайно существенным является обстоятельство, связанное с физическим толкованием критерия Ричардсона. Определяя число Ri для облачных слоев, следует учитывать важный источник турбулентной энергии — тепло конденсаций, т. е. отказаться от допущения адиабатичности процессов и в формулу (1) вместо γ_a вводить значение влажно-адиабатического градиента $\gamma_{ва}$. Различия между сухоадиабатическим и влажноадиабатическим градиентом особенно велики в нижнем слое атмосферы, и здесь, как известно, болтанка чаще наблюдается в облачных слоях. Поэтому пренебрежение этим фактором при расчете Ri для облачных слоев может привести к выводу, что болтанка связана с большими числами Ri .

Рассматривая причины неувязок между выводами различных авторов, следует заметить, что интенсивность турбулентности зависит не только от величины Ri , а болтанка самолета, обусловленная в основном наличием зоны повышенной турбулентности, вместе с тем в сильной степени зависит также от конструктивных особенностей самолета, от режима полета.

Кроме того, следует иметь в виду, что в атмосфере могут наблюдаться условия, вызывающие болтанку самолета, которые нельзя оценить с помощью числа Ri даже при соблюдении всех перечисленных выше требований расчета. Такие условия образуются при возникновении волновых движений вблизи поверхностей раздела (гравитационные волны), вблизи возвышенностей (стоячие волны), при наличии больших горизонтальных изменений вектора ветра (горизонтальных сдвигов) в атмосфере. Большие горизонтальные сдвиги ветра при незначительных

изменениях ветра по вертикали наблюдались при изучении турбулентности в чистом небе (при отсутствии облаков). Такие случаи описываются в упомянутых работах Беннона [25—27], Меррея [32], Бригса [28, 29] и в ряде исследований других авторов.

В работе [9] также было показано, что случаи неудачного диагноза зон болтанки самолетов с помощью числа Ri были связаны с наличием больших горизонтальных сдвигов ветра в атмосфере.

Наконец, трудноустранимой причиной, нарушающей связь наличия болтанки самолетов с малыми числами Ричардсона, является неточность исходных данных о распределении температуры и ветра в атмосфере. Так, даже в нижнем слое атмосферы векторные изменения скорости ветра с высотой определяются с большой погрешностью, если скорость ветра мала, так как в этих случаях ошибки измерения направления ветра очень велики. В стратосфере средняя квадратическая ошибка измерения ветра достигает 3 м/сек.

Поскольку на этих высотах зоны турбулентности в большинстве случаев имеют небольшие размеры, то неточность измерения ветра, как и его изменчивость во времени и пространстве, сильно влияет на результаты расчетов и не позволяет получить достаточно надежные связи зон болтанки самолетов с числом Ричардсона.

Имея в виду это обстоятельство, оценку связи зон болтанки самолетов с числом Ri даже в нижнем слое атмосферы нужно производить не по единичным наблюдениям, а по многочисленным данным.

И. Г. Пчелко [18], отрицая целесообразность использования критерия Ричардсона для оценки уровня турбулентной энергии в целях диагноза болтанки самолетов, ссылается на работы Беннона, Р. М. Меджитова [14] и Н. И. Давыдова [4].

Ссылка на Беннона в работе Пчелко неверна. Меджитов рассматривал связь болтанки самолетов с числами Ричардсона в нижнем слое тропосферы по данным самолетных зондирований в районе Минска. Расчеты числа Ri он производил по формуле (1), не видоизменяя ее для облачных слоев. Естественно, что числа Ri для слоев болтанки, которая часто наблюдалась в облачных слоях, получились высокими. При таких расчетах связь болтанки самолетов с малыми значениями числа Ri не могла обнаружиться.

Давыдов в своих расчетах использовал данные радиозондовых наблюдений в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Нам известно, что эти данные не были синхронны с полетами самолетов. Кроме того, они проводились на расстоянии 300—400 км от трасс полета самолетов. Располагая таким материалом наблюдений, трудно установить корреляционную связь между числами Ri и болтанкой самолетов на больших высотах, на что указывал и Давыдов.

Далее Пчелко указывает, что результаты, полученные М. В. Завариной и М. З. Емельяновой¹ в отношении применимости критерия Ричардсона для диагноза зон болтанки самолетов, не отражают фактического состояния дела. Этот вывод Пчелко основан на сравнении данных, полученных указанными выше авторами, с данными, полученными в работе [18]. Проводя сравнение результатов этих двух работ, Пчелко не учел, что в первой из них расчеты относятся к нижнему трехкилометровому слою атмосферы и к слою 7—9 км, причем большая часть наблюдений относилась к первому слою, а ко второму слою — такие наблюдения, которые проводились на уровнях, расположенных на 1—2 км ниже

¹ Материалы научной конференции по авиационной метеорологии. Гидрометеиздат, М., 1963.

тропопаузы. В работе же Пчелко были использованы данные наблюдений в верхней части тропосферы (выше 5 км) и нижней стратосферы, включая и тропопаузу.

Поскольку на больших высотах (особенно в стратосфере) часто встречаются зоны возмущения небольших размеров [13, 31, 34], которые нельзя обнаружить по данным температурно-ветрового зондирования, любой расчет с использованием этих данных не даст должного эффекта при прогнозе болтанки самолетов. Ветер на этих высотах измеряется с большой погрешностью, поэтому даже при очень тщательном отборе данных возможна лишь грубая оценка наличия мезо- и макромасштабных возмущений, как справедливо было указано в работах Райтера [33], Н. З. Пинуса и С. М. Шметера [2] и других авторов. Путем анализа большого материала наблюдений Ю. В. Куриловой [12] также было показано, что связь между наличием болтанки и числом Ричардсона с высотой ухудшается.

В ряде работ отмечалось, что критерий Ричардсона не является универсальным, пригодным для оценки уровня турбулентной энергии при любых условиях. Так, например, применение критерия Ричардсона в зоне тропопаузы, как это делалось в работе Пчелко, вряд ли является закономерным, так как здесь возникают волновые возмущения иной природы, которые не улавливаются числом Ri . На это обстоятельство указывалось в работах [2, 10, 16].

Следует заметить, что на высотах, близких к 5 км, на возникновение болтанки самолетов существенное влияние оказывает наличие облачности. При расчетах Ri в зоне облаков необходимо сухоадиабатический градиент заменять влажноадиабатическим. Если это обстоятельство также не учитывалось Пчелко, то и оно в какой-то мере могло повлиять на результаты расчетов. В расчетах Г. В. Васильевой [18], к сожалению, также не было тщательного отбора сетевых наблюдений и условия, рекомендованные нами в [5, 10], не выполнены.

Разработки, проведенные Пчелко и Васильевой, привели к выводу, который можно сделать на основании работ Куриловой и Давыдова, что число Ричардсона, рассчитанное по данным сетевых наблюдений для слоя тропопаузы и нижней стратосферы, не может быть использовано для прогноза болтанки самолетов.

Подходя к оценке критерия Ричардсона, необходимо оценивать возможность его применения для диагноза зон болтанки самолетов вообще и возможность практического использования при данных конкретных условиях, т. е. при наличии тех или иных аэрологических наблюдений (например, имеющих в распоряжении подразделений, занимающихся прогнозом болтанки самолетов) и при наличии тех или иных синоптических условий.

Выполнение всех перечисленных выше условий расчета не всегда возможно даже при научном исследовании и весьма затрудняет использование критерия Ричардсона при оперативных прогнозах. Нужен значительный опыт, чтобы быстро оценить и правильно использовать критерий Ричардсона при прогнозе болтанки самолетов.

Поскольку Ri может быть использовано только для оценки уровня турбулентной энергии [16, 24], т. е. для инерционного прогноза болтанки самолетов, то, рассчитав Ri или оценив его величину по отношению к критическому значению, нужно вместе с тем не только оценить синоптические условия в атмосфере в данный момент, но и следить за их изменением во времени и пространстве.

Если со времени расчета Ri произошло существенное изменение состояния атмосферы в данном районе, то полученное число нельзя

использовать для прогноза болтанки. Именно по этой причине в работе [9] получилась низкая оправдываемость диагноза болтанки самолетов в осенний период, когда происходила очень быстрая смена синоптических процессов. По той же причине нами получен низкий коэффициент оправдываемости прогноза болтанки самолетов по числу Ri на срок 6—9 час.

Сведения о числе Ri могут быть полезны синоптику как вспомогательное средство при прогнозе болтанки самолетов, если они будут поступать в его распоряжение своевременно, т. е. вместе с данными аэрологических наблюдений. С этой целью оценка величины Ri по отношению к критическому значению должна производиться на аэрологических станциях при обработке данных температурно-ветрового зондирования.

О точности расчетов

Перейдем к оценке точности расчета Ri , зависящей от точности измерения метеорологических элементов на высотах.

Точность расчета Ri при заданных средних значениях метеорологических элементов и средних ошибках их измерения оценивалась в работе С. М. Шметера [23]. Шметер получил относительную величину средней квадратической ошибки Ri для нижнего слоя атмосферы 200%, а в слое тропопаузы — более 500% и пришел к выводу, что сопоставление данных о турбулентности атмосферы со значениями числа Ричардсона можно признать достаточно корректным лишь при наличии большого статистического материала.

Такие сопоставления нами проводились на материале достаточно многочисленных сетевых наблюдений (более 1000), причем число Ri рассчитывалось по наблюдениям над температурой воздуха, проводившимся одновременно с наблюдением над болтанкой самолетов. Данные о ветре брались по наблюдениям, которые тоже были почти синхронны с полетами самолетов.

В результате этого анализа для нижнего пятикилометрового слоя тропосферы была получена довольно тесная связь между болтанкой самолетов и числами Ричардсона [5]. При этом было показано, что критическое число Ri равно единице, если векторное изменение ветра рассчитывается по слоям километровой толщины и в расчет принимается максимальное значение вертикального градиента температуры внутри каждого километрового слоя. Показано также, что для облачных слоев за критическое число Ричардсона нужно брать $(Ri)_{ва} = 1$.

На основании полученных результатов, подтверждающих связь болтанки самолетов с малыми значениями числа Ri (уже известную из работ других авторов), нами рассчитываются [6, 7, 8] вероятности зон повышенной турбулентности во всей толще тропосферы. При этом за критерий зоны повышенной турбулентности, в которой возможна болтанка самолетов, берется $(Ri)_y \leq 1$. При этих расчетах учитываются многие из перечисленных требований. Так, например, используемые наблюдения над температурой и ветром каждого слоя являются синхронными, слой осреднения является постоянным, соответствующим критическому числу Ri , учитывается наличие облачных слоев и в случае необходимости вводится поправка на температуру воздуха.

При этих расчетах, как и при прогнозе болтанки самолетов, важное значение имеет оценка точности полученных вероятностей, зависящая от точности аэрологических наблюдений.

Ниже рассматривается оценка точности расчета числа Ричардсона при различных значениях определяющих его метеорологических эле-

ментов и точность расчета вероятностей малых значений числа Ричардсона $[(Ri)_y \leq 1]$, т. е. вероятностей зон повышенной турбулентности, в которых наиболее вероятно болтанка самолетов.

Ошибки расчета числа Ричардсона

Обозначим квадрат векторного изменения ветра с высотой через β и запишем формулу (1) в виде

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta}. \quad (4)$$

Для определения относительной ошибки Ri возьмем логарифмическую производную и, учтя (2), получим

$$\frac{\Delta Ri}{Ri} = \frac{\Delta T}{T} + \frac{\Delta T_2 - \Delta T_1}{(z_2 - z_1)(\gamma_a - \gamma)} + \frac{\Delta \beta}{\beta}. \quad (5)$$

Первый член правой части выражения мал, им можно пренебречь. Однако при расчетах часто полагают $T = T_0 = 273^\circ$. Рассмотрим величину ошибки, возникающую по этой причине.

Обозначим значение наблюдаемой температуры $T = T_0 + \Delta T$, где ΔT — отклонение T от величины 273° , тогда

$$Ri = \frac{g}{T_0 + \Delta T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta} = \frac{g}{T_0 \left(1 + \frac{\Delta T}{T_0}\right)} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta}.$$

Поскольку $\frac{\Delta T}{T_0}$ мало, можно положить

$$\frac{1}{1 \pm \frac{\Delta T}{T_0}} = 1 \mp \frac{\Delta T}{T_0},$$

тогда

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta} \pm \frac{\Delta T}{T_0} \frac{g}{T_0} \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta}$$

или

$$Ri = (Ri)_0 \pm \frac{\Delta T}{T_0} (Ri)_0.$$

Следовательно, ошибка

$$\Delta Ri = \pm \frac{\Delta T}{T_0} (Ri)_0. \quad (6)$$

Если $T > T_0$, то $\Delta Ri < 0$, если $T < T_0$, то $\Delta Ri > 0$.

На рис. 1 даны ошибки расчета Ri в зависимости от средней температуры слоя для значений Ri , равных 1, 5 и 10, т. е. поправки, которые необходимо внести в значение $(Ri)_0$.

На графике можно видеть, что при отклонениях температуры слоя в пределах $\pm 20^\circ$ ошибкой определения Ri можно пренебречь, так как она не превосходит 7%. При температуре воздуха около -60°C , наблюдаемой вблизи тропопаузы, ошибка вычисления Ri превосходит 20%, поэтому при расчетах она должна учитываться. Учет ее легко произвести с помощью графика (рис. 1).

Рассмотрим ошибку, зависящую от точности расчета вертикального градиента температуры воздуха, определяемую вторым членом формулы (5).

Учитывая, что Ri обычно рассчитывается по слоям атмосферы не более 1 км, можно положить $\Delta T_1 = \Delta T_2 = \Delta T$ и

$$\sigma(T_1) = \sigma(T_2) = \sigma(T). \quad (7)$$

Поэтому можно записать

$$\left[\frac{\Delta T_2 - \Delta T_1}{(z_2 - z_1)(\gamma_a - \gamma)} \right]^2 = \frac{2\sigma^2(T)}{(z_2 - z_1)^2 (\gamma_a - \gamma)^2}. \quad (8)$$

Для определений средней квадратической ошибки квадрата

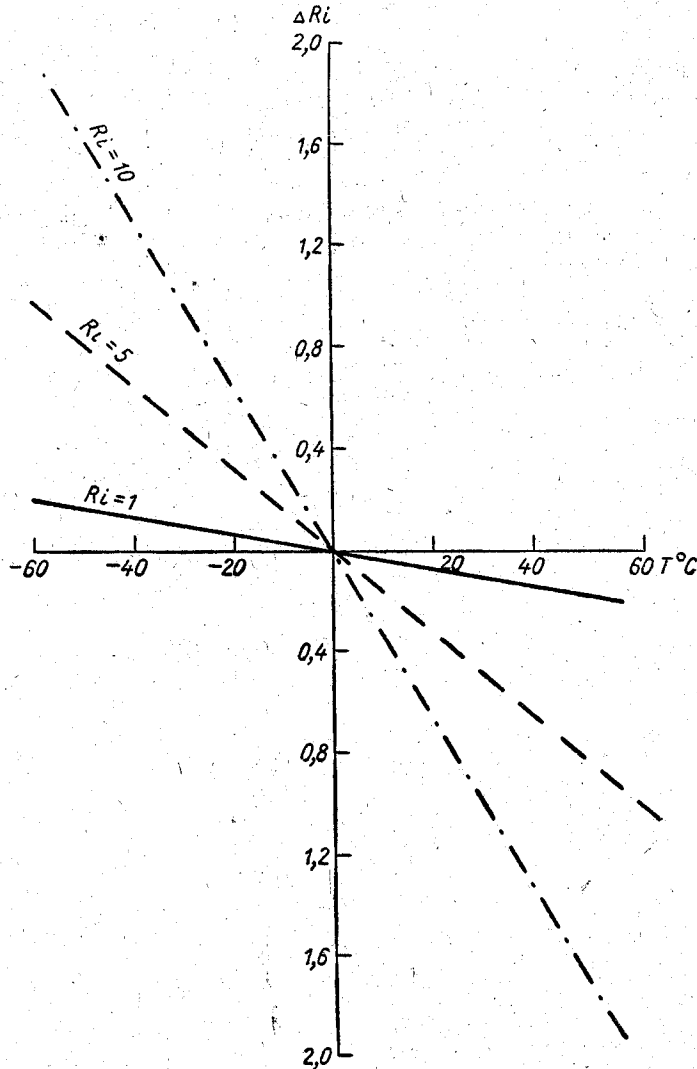


Рис. 1. Ошибки расчета Ri , зависящие от температуры воздуха.

разности вектора ветра β на основании формулы (3) запишем

$$\begin{aligned} \Delta\beta &= \Delta \left[\left(\frac{u_2 - u_1}{z_2 - z_1} \right)^2 + \left(\frac{v_2 - v_1}{z_2 - z_1} \right)^2 \right] = \\ &= \frac{2}{(z_2 - z_1)^2} [(\Delta u_2 - \Delta u_1)(u_2 - u_1) + (\Delta v_2 - \Delta v_1)(v_2 - v_1)] \end{aligned}$$

или в векторной форме

$$\Delta\beta = \frac{2}{(z_2 - z_1)^2} (\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1) (\vec{V}_2 - \vec{V}_1)$$

или

$$\Delta\beta = \frac{2}{(z_2 - z_1)^2} |\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1| |\vec{V}_2 - \vec{V}_1| \cos \alpha,$$

где α — угол между векторами $(\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1)$ и $(\vec{V}_2 - \vec{V}_1)$.

Используя полученный результат, запишем

$$\begin{aligned} \sigma^2(\beta) &= \frac{4}{(z_2 - z_1)^4} |\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1|^2 |\vec{V}_2 - \vec{V}_1|^2 \cos^2 \alpha \approx \\ &\approx \frac{4}{(z_2 - z_1)^4} |\vec{V}_2 - \vec{V}_1|^2 |\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1|^2 \cos^2 \alpha, \end{aligned}$$

но

$$\begin{aligned} |\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1|^2 &= (\Delta u_2)^2 + (\Delta v_2)^2 + (\Delta u_1)^2 + (\Delta v_1)^2 - \\ &- 2\Delta u_1 \Delta u_2 - 2\Delta v_1 \Delta v_2 = \sigma^2(\vec{V}_1) + \sigma^2(\vec{V}_2) - \end{aligned}$$

Полагая, аналогично (7), $\sigma^2(\vec{V}_1) = \sigma^2(\vec{V}_2) = \sigma^2(\vec{V})$, получим $|\Delta\vec{V}_2 - \Delta\vec{V}_1|^2 = 2\sigma^2(\vec{V})$.

Следовательно, $\sigma^2(\beta) = \frac{4(\vec{V}_2 - \vec{V}_1)^2}{(z_2 - z_1)^4} 2\sigma^2(\vec{V}) \cos^2 \alpha$. Среднее значение $\overline{\cos^2 \alpha} = \overline{\sin^2 \alpha} = 1/2$, тогда

$$\sigma^2(\beta) = \frac{4(\vec{V}_2 - \vec{V}_1)^2}{(z_2 - z_1)^4} \sigma^2(\vec{V}),$$

а

$$\frac{\sigma^2(\beta)}{\beta} = \frac{4\sigma^2(\vec{V})}{(\vec{V}_2 - \vec{V}_1)^2}. \quad (9)$$

Теперь на основании (5), (8), (9) и теоремы о сумме дисперсий можно записать

$$\frac{\sigma^2(Ri)}{(Ri)^2} = \frac{\sigma^2(T)}{T^2} + \frac{2\sigma^2 T}{[(z_2 - z_1)(\gamma_a - \gamma)]^2} + \frac{4\sigma^2(\vec{V})}{(\vec{V}_2 - \vec{V}_1)^2}. \quad (10)$$

Первые два члена правой части выражения малы. Пренебрегая ими, получим относительную среднюю квадратическую ошибку Ri в следующем виде:

$$\delta[\sigma(Ri)] = \frac{2\sigma(\vec{V})}{\vec{V}_2 - \vec{V}_1}, \quad (11)$$

где $\vec{V}_2 - \vec{V}_1$ — векторное изменение скорости ветра в заданном слое. Из формулы (11) следует, что ошибка расчета Ri зависит от точности измерения ветра и от изменения вектора ветра с высотой. С увеличением изменчивости ветра с высотой ошибка расчета уменьшается.

В табл. 1 приводятся относительные значения средних квадратических ошибок R_i при различных изменениях ветра с высотой.

Таблица 1

Относительные средние квадратические ошибки $\sigma(R_i)$

$\vec{V}_2 - \vec{V}_1$	$\sigma(\vec{V})$ м/сек.				$1 + \sigma(R_i)$	$1 - \sigma(R_i)$
	1,5	2,0	2,5	3,0		
2	1,50	2,00	2,50	3,00	3,00	-1,00
4	0,75	1,00	1,25	1,50	2,00	0,00
6	0,50	0,66	0,83	1,00	1,66	0,34
8	0,38	0,50	0,62	0,75	1,50	0,50
10	0,30	0,40	0,50	0,60	1,40	0,60
12	0,25	0,33	0,41	0,50	1,33	0,50
14	0,21	0,29	0,35	0,42	1,29	0,71
16	0,19	0,25	0,31	0,37	1,25	0,75
18	0,16	0,22	0,28	0,33	1,22	0,78
20	0,15	0,20	0,25	0,30	1,20	0,80
22	0,13	0,18	0,23	0,27	1,18	0,82
24	0,12	0,17	0,21	0,25	1,17	0,83
26	0,11	0,15	0,19	0,23	1,15	0,85
30	0,10	0,13	0,16	0,20	1,13	0,87

В первой графе этой таблицы заданы значения $\Delta\vec{V} = \vec{V}_2 - \vec{V}_1$ в м/сек. на 1 км высоты. Ошибки рассчитаны при средней квадратической ошибке измерения вектора ветра $\sigma(\vec{V})$, равной 1,5; 2,0; 2,5 и 3,0 м/сек. По В. Д. Решетову [19], эти значения ошибок, обозначенные им как σ_0 , соответствуют примерно слоям 0—3, 3—8, 8—12 и 12—16 км.

Из таблицы видно, что ошибка R_i в тропосфере достигает 200% и более только при очень незначительных изменениях ветра с высотой (не более 2 м/сек. на 1 км), однако такие изменения не являются преобладающими в тропосфере. На рис. 2 в качестве примера приводятся кривые распределения повторяемости вертикальных сдвигов ветра в слоях 0—1 и 11—12 км. Они построены по данным радиолокационных наблюдений станции Долгопрудная в течение четырех месяцев (январь, апрель, июль, октябрь) за пятилетний период (1953—1957 гг.).

Из рисунка видно, что векторные сдвиги ветра от 0 до 2 м/сек. на 1 км в нижнем слое атмосферы наблюдались только в 5% случаев. Повторяемость сдвигов, не превышающих 2 м/сек., значительно увеличивается вблизи тропопаузы, но все же и здесь они не являются преобладающими. При расчете ошибок числа Ричардсона в данном слое Шметер положил среднее значение векторного сдвига равным 1 м/сек. на 1 км, поэтому получил ошибку расчета R_i равной более 500%. (Если положить $\vec{V}_2 - \vec{V}_1 = 0$, то ошибка будет бесконечно большой, но в этом случае и число R_i равно бесконечности.)

При значениях векторных сдвигов ветра более 6 м/сек. на 1 км ошибки расчета в тропосфере уже не превосходят 50%, а при сдвигах еще большей величины ошибка уменьшается до 10—15% в нижнем слое атмосферы и до 15—20% под тропопаузой.

Полученные результаты показывают, что при вычислении отдельных значений R_i ошибки иногда достигают значительной величины. Эти

ошибки могут сильно повлиять на среднюю величину числа Ri . В силу этого, скажем, среднее значение числа Ri в зонах болтанки может получиться больше его критической величины. Оценивать зоны болтанки и отсутствия болтанки по средней величине Ri можно лишь качественно, как это и делалось во многих работах. Если среднее значение Ri в зонах болтанки меньше среднего значения его в зонах отсутствия болтанки, то вполне справедливо заключение, что имеется связь наличия болтанки самолетов с числом Ричардсона. При оценке расчетного числа Ri по отношению к его критическому значению и при расчете повторяемости числа Ri по отношению к какому-то одному значению (т. е. по двум градациям) влияние этих ошибок на результаты расчетов уменьшается. Так, например, в области малых значений вертикальных градиентов вектора скорости ветра и температуры число Ri

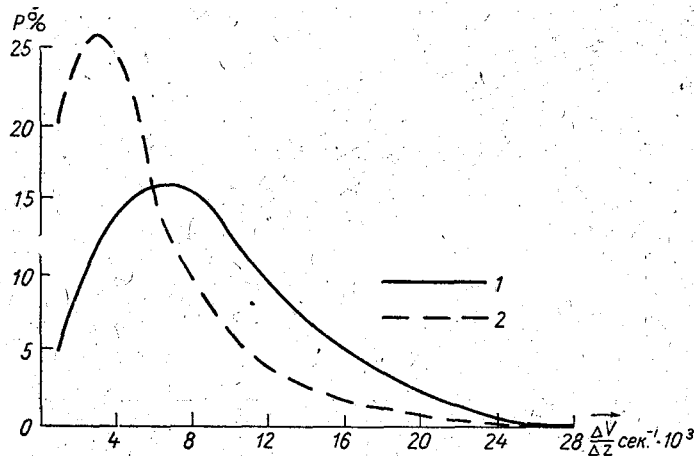


Рис. 2. Кривые распределения повторяемости векторных изменений скорости ветра с высотой.
1 — в слое 0—1 км, 2 — в слое 11—12 км.

определяется ошибкой, превосходящей 300%, но оно все равно будет находиться в области значений $Ri > 1$.

Ниже рассмотрим ошибку расчета вероятности малых значений на конкретных примерах.

Ошибки расчета вероятности малых значений числа Ричардсона

При расчете вероятности малых значений числа Ri (меньших единицы) графическим методом, с помощью демаркационной линии $Ri = \text{const}$, ошибка определяется числом точек, попадающих на площадь, ограниченную кривыми $Ri + \sigma(Ri)$ и $Ri - \sigma(Ri)$.

В последних двух графах табл. 1 приведены значения этих функций при $Ri = 1$ и $\sigma(\bar{V}) = 2$ м/сек. при различных изменениях вектора скорости ветра с высотой $(\bar{V}_2 - \bar{V}_1)$.

Для вычисления средней ошибки вероятности необходимо для каждого из приведенных в таблице значений $1 \pm \sigma(Ri)$ определить ординату γ , соответствующие точки в системе координат $\Delta\bar{V}/\Delta z$ и γ нанести

на график и по этим точкам построить кривые $1 + \sigma(Ri)$ и $1 - \sigma(Ri)$. На этот же график можно нанести кривую $Ri = 1$ и еще две пары кривых $1 \pm \sigma(Ri)$. Одна из них соответствует средней квадратической ошибке вектора скорости ветра $\sigma(\vec{V}) = 1,5$ м/сек., другая — $\sigma(\vec{V}) = 3$ м/сек. С помощью такого графика можно подсчитать вероятность значений числа $Ri \leq 1$, если на график нанести точки по многолетним данным наблюдений в каком-либо слое атмосферы. Подсчитав число точек, находящихся в пределах $\pm \sigma(Ri)$, можно определить среднюю квадратическую ошибку вероятности.

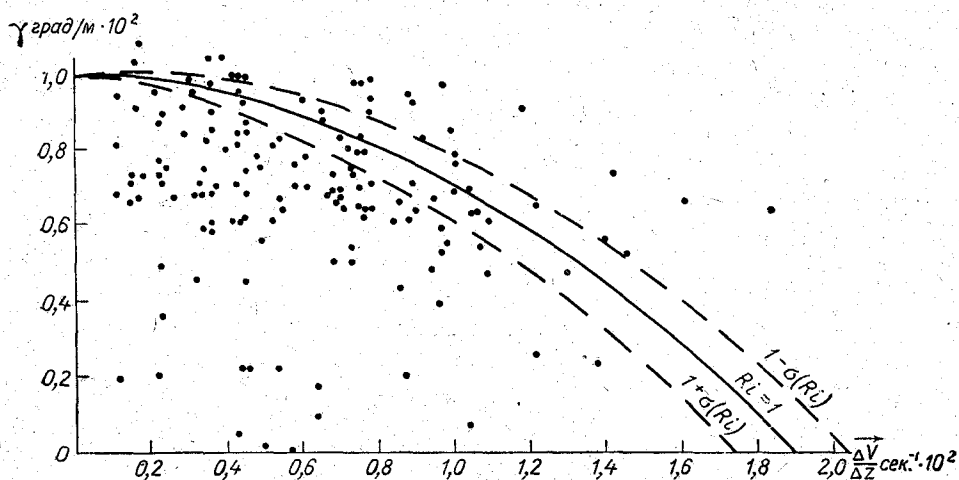


Рис. 3. Пример ошибки расчета вероятности $Ri < 1$.

Подсчет числа точек в пределах $\pm \sigma(Ri)$ удобно производить, если нужные кривые $1 \pm \sigma(Ri)$ нанести на кальку и наложить на демаркационный график (с кривой $Ri = 1$ и точками $\gamma, \Delta V / \Delta z$ для данного километрового слоя).

В качестве примера рассмотрим расчет вероятности малых значений $Ri \leq 1$ в слое 0—1 км по двухлетнему ряду наблюдений ст. Воейково в июле и определим ошибку расчета.

На графике (рис. 3) нанесены точки только для внеоблачных слоев. Оказалось, что при отсутствии облаков в 37 случаях соблюдалось условие $Ri \leq 1$ (37 точек выше кривой $Ri = 1$).

Общее число наблюдений вне облаков (число всех точек на графике) равно 153. Следовательно, вероятность значений числа Ричардсона меньше единицы равна 24%.

Наложив на этот график кривые $1 \pm \sigma(Ri)$, соответствующие ошибкам вектора скорости $\sigma(\vec{V}) = 1,5$ м/сек., можно подсчитать число точек, находящихся в этих пределах. Указанные кривые на рис. 3 нанесены пунктиром. Число точек, оказавшихся в пределах $Ri = 1$ и $Ri = 1 \pm \sigma(Ri)$, равно 14 и 11. На точность расчета вероятности оказывает влияние полусумма точек, оказавшихся в указанных пределах выше и ниже кривой $Ri = 1$. Следовательно, ошибка расчета вероятности равна 8%, и ве-

роятность зон повышенной турбулентности при отсутствии облаков можно записать

$$P_1 = (24 \pm 8) \%$$

При расчете ошибки вероятности $(Ri)_y \leq 1$, кроме точек, расположенных в пределах $\pm \sigma(Ri)$ по отношению к кривой $Ri=1$, еще необходимо учесть число точек в пределах $\pm \sigma(Ri)$ по отношению к кривой $(Ri)_{ва} = 1$. В данном случае оказалось только по одной точке в указанных пределах, что не вызывает увеличения ошибки расчета. Вероятность же $(Ri)_y \leq 1$ равна 36%. Следовательно, $P = (36 \pm 8) \%$.

Для января и апреля вероятности были рассчитаны по пятилетнему периоду. Они получились соответственно 31 ± 8 и 33 ± 5 .

Аналогичный расчет вероятностей и их ошибок произведен по данным ст. Воейково для километровых слоев (1—2, 2—3), для средних значений в слоях 0—3 и 7—9 км. Для июля и октября использован тот же двухлетний период (1956—1957 гг.), для января и апреля — пятилетний (1953—1957 гг.). Кроме того, расчет произведен по пятилетнему ряду наблюдений в Хабаровске для слоя 0—3 км и по трехлетнему ряду наблюдений (1953—1955 гг.) для слоя 7—9 км. Полученные результаты представлены в табл. 2.

Таблица 2

Вероятность зон повышенной турбулентности (P) и их ошибки (σ)

Слой, км	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
	P	$\sigma(P)$	P	$\sigma(P)$	P	$\sigma(P)$	P	$\sigma(P)$
Ленинград (Воейково)								
0—1	31	8	33	5	36	8	58	5
1—2	16	3	26	6	39	5	35	4
2—3	9	3	11	2	21	4	13	2
0—3	19	5	24	5	32	5	37	4
Число наблюдений (в слое 0—3)	936		1041		545		500	
7—9	11	5	11	4	8	3	6	2
Число наблюдений	576		674		342		307	
Хабаровск								
0—3	3	2	25	7	26	4	16	4
Число наблюдений	972		825		804		1174	
7—9	3	1	—	—	—	—	10	4
Число наблюдений	571						665	

Как видно из рассмотренных примеров, относительные ошибки являются значительными лишь в верхнем слое тропосферы, но абсолютная величина их и в этих слоях не превышает 3—4%.

Большие ошибки расчета Ri получаются при малых вертикальных сдвигах ветра, т. е. при больших значениях Ri . Однако эти ошибки не оказывают существенного влияния на вероятность $Ri \leq 1$. При небольших векторных сдвигах ветра обычно $\gamma < \gamma_a$, следовательно, точки

с координатами ($\Delta \bar{V}/\Delta z$ и γ), определяющие Ri , будут находиться на значительном расстоянии от кривой $Ri=1$, и даже если положение их определяется с ошибкой, превосходящей 100%, все равно они окажутся ниже этой кривой и не изменят значения вероятности чисел $Ri \leq 1$.

Таким образом, используя многолетний материал аэрологических наблюдений, можно достаточно надежно рассчитать вероятность малых значений Ri и оценить распределение зон повышенной турбулентности в атмосфере в зависимости от высоты слоя, времени года и географического места.

Выводы

1. Несмотря на некоторые ограничения в отношении использования числа Ричардсона для диагноза зон болтанки самолетов, сфера его применения остается значительной, особенно в слое тропосферы.

2. Ошибки расчета Ri в тропосфере достигают большой величины только при незначительных вертикальных сдвигах ветра. Эти ошибки могут сильно сказаться при вычислении средних значений числа Ri , но оказывают меньшее влияние на результаты сравнения рассчитанного Ri с его критическим значением.

3. По многолетним данным аэрологических наблюдений вероятности малых значений Ri вычисляются с достаточной точностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович К. Г. Диагноз и прогноз низкой облачности. Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1959.
2. Атмосферная турбулентность, вызывающая болтанку самолетов. Под ред. Н. З. Пинуса. Гидрометеиздат, М., 1962.
3. Верле Е. К. Особенности годового хода характеристик турбулентности над Владивостоком. Труды ДВ НИГМИ, вып. 3, 1958.
4. Давыдов Н. И. Аэросиноптические условия развития турбулентности в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Воениздат, М., 1959.
5. Заварина М. В. Определение критических значений числа Ричардсона, как критерия зон повышенной турбулентности. Труды ГГО, вып. 81, 1959.
6. Заварина М. В. Изучение географического распределения вероятности зон повышенной турбулентности. Труды НИИАК, вып. 14, 1961.
7. Заварина М. В. Некоторые особенности распределения вероятности зон повышенной турбулентности в тропосфере. Труды ВМС, т. V. Гидрометеиздат, Л., 1963.
8. Заварина М. В. О суточном ходе вероятности зон повышенной турбулентности на высотах. Труды ГГО, вып. 131, 1962.
9. Заварина М. В., Емельянова М. З. Результаты опытных прогнозов болтанки самолетов по трассам ЕТС. Труды ГГО, вып. 121, 1961.
10. Заварина М. В., Юдин М. И. Уточнение числа Ричардсона для выявления зон болтанки самолетов. Метеорология и гидрология, № 2, 1960.
11. Клемин И. А., Пинус Н. З. Методические указания к диагнозу и прогнозу атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов. Гидрометеиздат, 1954.
12. Курилова Ю. В. Некоторые особенности струйных течений над территорией СССР. Труды ЦАО, вып. 33, 1960.
13. Курилова Ю. В., Хачатрян С. П. Некоторые данные о структуре турбулентности, вызывающей болтанку самолетов. Труды ЦАО, вып. 31, 1959.
14. Меджитов Р. М. Применение критерия Ричардсона к прогнозу болтанки самолета. Сборник работ Минской ГМО, вып. 2. Гидрометеиздат, Л., 1959.
15. Методические указания к прогнозу болтанки самолетов в горных районах. Гидрометеиздат, М., 1958.
16. Пинус Н. З. Атмосферная турбулентность, соизмеримая с размерами самолетов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1957.
17. Пинус Н. З. Современное состояние вопроса о турбулентности свободной атмосферы, вызывающей болтанку самолетов. Труды ЦАО, вып. 34, 1960.

18. Пчелко И. Г. Аэросиноптические условия болтанки самолетов в верхних слоях тропосферы и нижней стратосферы. Гидрометеоздат, Л., 1962.
19. Решетов В. Д. Исследование изменчивости и суточного хода ветра в атмосфере. Труды ЦАО; вып. 21, 1958.
20. Резчикова А. А. Некоторые результаты исследования турбулентности на фронтах. Труды ЦАО, вып. 34, 1960.
21. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II. Гидрометеоздат, Л., 1955.
22. Чуринова М. П. Некоторые характеристики турбулентности в дни со слоистыми облаками. Труды ГГО, вып. 54 (116), 1955.
23. Шметер С. М. О точности вычисления чисел Ричардсона по данным радиоветровых наблюдений. Труды ЦАО, вып. 2, 1957.
24. Юдин М. И. Замечания о критерии Ричардсона. Метеорология и гидрология, № 6, 1948.
25. B a n n o n J. K. Meteorological aspects of turbulence affecting aircraft at high altitudes. Prof. Notes Britain meteorol. office, London, vol. 7, No 104, 1951.
26. B a n n o n J. K. Severe turbulence encountered by aircraft near jet streams. Meteor. Mag., London, vol. 80, No 951, 1951.
27. B a n n o n J. K. Turbulence at high altitude: A further meteorological analys. Meteor. Mag., vol. 80, No 53, 1951.
28. B r i g g s J. Widespread severe clear-air turbulence 13 November 1958. Meteor. Mag., vol. 90, No 1, 069, 1961.
29. B r i g g s J. Severe clear-air turbulence near the British Isles. Meteor. Mag., vol. 90, No 1, 070, 1961.
30. C l e m L e R o y H. Clear-air turbulence near the jet-stream maxima. Bull. American Meteor. Society., vol. 36, No 2, 1955.
31. C l o d m a n J. Anisotropic high-level turbulence. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society L., vol. 83, No 355, 1957.
32. M u r r a y R. Some features of jet streams as shown by aircraft observations. Geophys. Met., vol. 12, No 97, 1956.
33. R e i t e r E. R. The detailed structure of the wind field near the jet stream. Jour. of Meteor., vol. 18, No 1, 1961.
34. S a s a k i G. A. A theory and analysis of clear-air turbulence Sci Rep., No 1, 1958 contr. N AF(604)=1565. Texas, Agric. and Mech College dep. of oceanogr. and meteorology.

Т. Е. КОВАЛЕВА

К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ВЕРОЯТНОСТИ ЗОН ВОЗМОЖНОГО ОБЛЕДЕНЕНИЯ САМОЛЕТОВ НАД МОРЯМИ И ОКЕАНАМИ

В качестве характеристики зон возможного обледенения рассматриваются комплексы метеорологических элементов: пасмурное небо, отрицательная температура в облаках в различных пределах и сочетания заданных градаций относительной влажности с отрицательной температурой воздуха. Дается распределение обледенений и вероятность обледенения самолетов при наличии каждого из этих комплексов. Показано, что вероятность первого из этих комплексов ближе к вероятности наблюдавшихся обледенений.

Несмотря на высокие лётные качества современных самолетов и их первоклассную техническую оснащенность, обледенение остается опасным как при полете самолетов по трассе, так и при взлете и посадке. Поэтому расчет вероятности обледенения в том или ином районе имеет большое практическое значение. Можно было бы сделать подобный расчет по фактическим данным об обледенении при самолетном зондировании атмосферы, однако самолетные зондирования проводятся в недостаточном числе пунктов и подъемы их не всегда регулярны. Поэтому вместо расчета вероятности обледенения самолетов обычно рекомендуется производить расчеты вероятности комплексов метеорологических элементов, наиболее благоприятных для обледенения.

В настоящей статье рассматривается два вида метеорологических комплексов. Комплекс пасмурное небо (8—10 баллов) и отрицательная температура в облаках с учетом различных градаций температуры был предложен М. В. Завариной [2]. При наличии этого комплекса, по данным Завариной, происходит 90—95% обледенений и среднее значение вероятности обледенения самолетов без учета градаций температуры равно 65—70%. При горизонтальных и специальных экспериментальных полетах эта вероятность составляет 80—85%. Второй вид комплексов представляет собой различные сочетания относительной влажности и отрицательной температуры воздуха. Он использован американскими метеорологами при построении карт вероятности возможного обледенения самолетов для морского климатологического атласа [4]. При построении этих карт было выделено три состояния атмосферы: состояние *A* — относительная влажность равна или больше 80%, температура от 0 до -15° ; состояние *B* — относительная влажность равна или больше 80%, температура равна или меньше 0° ; состояние *C* — относительная влажность равна или больше 60%, температура равна или меньше 0° .

Цель нашей работы заключалась в том, чтобы определить, повторяемость какого из этих метеорологических комплексов ближе к повторяемости наблюдавшихся обледенений над водными пространствами. В нашем распоряжении не было данных об обледенении самолетов над морями и океанами, поэтому оценка указанных выше комплексов производилась по данным самолетных зондирований станций, расположенных в приморских районах. Мы имели возможность использовать данные наблюдений аэрологической станции Владивосток за два года (1960—1961). За этот период здесь было проведено только 203 самолетных зондирования. Поэтому выводы по материалам данной станции являются ориентировочными. Более полные данные были получены по самолетным зондированиям атмосферы в западных приморских районах территории СССР (Риге и Ленинграде).

В этих двух пунктах проводились регулярные самолетные зондирования атмосферы за период с 1957 по 1961 г. включительно. Они и были использованы в нашей работе.

По наблюдениям трех указанных станций было рассчитано распределение обледенений самолетов в зависимости от рассматриваемых комплексов и определена вероятность обледенения при каждом из них. При расчете вероятности обледенения использована методика обработки, изложенная М. В. Завариной [2], но небо считалось пасмурным при облачности 7—10 баллов, тогда как в [2] рекомендовалось учитывать облачность 8—10 баллов. Видоизменение этого показателя было вызвано тем, что климатологические расчеты вероятности того или иного комплекса для океанов могут быть произведены с использованием аэрологических наблюдений за период МГГ. А в телеграммах за этот период облачность кодируется по количеству 7—8, 9 и 10 баллов. Следовательно, можно рассчитывать вероятность облачности 9—10 или 7—10 баллов. Однако известно, что при облачности 8 баллов вероятность обледенения значительна. Уменьшение облачности до 7 баллов не вносит существенных изменений в расчеты. Поэтому в комплекс пасмурное небо и температура ниже 0° в облаках были включены и те случаи, когда степень покрытия неба облаками составляла 7 баллов. Распределение обледенения в зависимости от рассматриваемых комплексов дано в табл. 1.

Таблица I

Распределение обледенений (%) при различных метеорологических комплексах

Станция	Облачность 7—10 баллов, $t \leq 0^{\circ}$	$F \geq 80\%$		$F \geq 60\%$, $t \leq 0^{\circ}$	Число обледе- нений
		$0^{\circ} \geq t \geq$ $\geq -15^{\circ}$	$t < 0^{\circ}$		
Владивосток	93	97	100	100	29
Рига	93	80	92	98	904
Ленинград	97	91	97	100	667

Из табл. 1 видно, что почти все обледенения наблюдаются при относительной влажности, равной или больше 60%, и температуре, равной или ниже 0° . При комплексе пасмурное небо и отрицательная температура

в облаках во Владивостоке оказалось 93% обледенений. По данным Ленинграда, комплекс пасмурное небо и отрицательная температура в облаках и комплекс относительная влажность, равная и больше 80%, и отрицательная температура учитывают 97% обледенений, а комплекс относительная влажность не менее 80% и температура от 0 до -15° — всего 91% обледенений.

Вероятность обледенения самолетов при наличии каждого из рассматриваемых комплексов приведена в табл. 2.

Таблица 2

Вероятность обледенений (%) при различных метеорологических комплексах

Станция	Облачность 7—10 баллов				$F \geq 80\%$		$F \geq 60\%, t \leq 0^{\circ}$
	$10^{\circ} > t > 0^{\circ}$	$10^{\circ} > t > -20^{\circ}$	$20^{\circ} > t > 0^{\circ}$	$t < 0^{\circ}$	$15^{\circ} > t > 0^{\circ}$	$t \leq 0^{\circ}$	
Владивосток	34	7	41	42	72	82	125
	76	86	78	76	39	35	23
Рига	537	230	767	886	1094	1264	1791
	85	69	80	74	66	66	49
Ленинград	772	482	1254	1458	1380	1528	2180
	60	38	52	46	44	42	30

Примечание. Для каждой станции в первой строке дается число случаев каждого комплекса, во второй — вероятность обледенения в процентах.

По данным табл. 2 можно видеть, что вероятность обледенения при пасмурном небе и отрицательной температуре в облаках составляет в районе Владивостока и Риги соответственно 76 и 74%, при комплексе относительная влажность не менее 80% и температура ниже 0° — соответственно 35 и 66%, а при относительной влажности, равной или больше 60%, и отрицательной температуре — всего 23 и 49%.

По-видимому, второй комплекс в ряде случаев наблюдается при отсутствии облаков или во внеоблачных прослойках, где обледенение самолетов маловероятно. Обледенение же происходит главным образом в облаках. Вероятность обледенения, по данным Ленинграда, при пасмурном небе и отрицательной температуре в облаках оказалась равной 46%, а при относительной влажности не менее 80% и отрицательной температуре воздуха — 42%. Таким образом, в районе Ленинграда вероятность обледенения по первому и второму комплексам получилась почти одного и того же порядка, что можно объяснить особыми условиями в свободной атмосфере и режимом полета.

Исследованиями Завариной было установлено, что понижение вероятности обледенения над Ленинградом и другими крупными промышленными пунктами на территории СССР вызвано засоренностью воздуха большим числом ядер кристаллизации и, следовательно, большой повторяемостью кристаллических облаков, в которых обледенение маловероятно. В первом комплексе наибольшая вероятность обледенения, по данным Риги и Ленинграда, приходится на градацию температур от 0 до -10° и составляет 85% для Риги и 60% для Ленинграда. Во втором комплексе наибольшая вероятность обледенения по всем трем

пунктам наблюдается при относительной влажности не менее 80%, температуре от 0 до -15° и равна 39% в районе Владивостока, 66% в районе Риги и 44% в районе Ленинграда.

В результате проведенных разработок можно сделать следующие выводы.

1. При всех рассмотренных метеорологических комплексах происходит не менее 90% обледенений, а при комплексе относительная влажность более 60% и отрицательная температура наблюдалось почти 100% обледенений.

2. Вероятность обледенений при комплексе пасмурное небо (7—10 баллов) и отрицательная температура в облаках с учетом различных градаций температуры получилась значительно выше, чем при комплексах, образуемых путем различных сочетаний относительной влажности и отрицательной температуры воздуха. В районе Владивостока при первом комплексе, если температура воздуха в облаках колебалась от 0 до -20° , вероятность обледенения составляла 78%, а при любой отрицательной температуре — 76%, в районе Риги — соответственно 80 и 74%. При втором же комплексе наибольшая вероятность обледенений оказалась при относительной влажности, равной или больше 80%, и температуре от 0 до -15° , однако она не превышала 66%.

3. Таким образом, комплекс метеорологических элементов пасмурное небо и отрицательная температура в облаках наиболее благоприятен для обледенения самолетов, и вероятность данного комплекса лучше отражает вероятность обледенений, действительно наблюдавшихся в атмосфере при полете самолетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В. Фазовое строение облаков. Труды ГГО, вып. 82, 1958.
2. Методы климатологической обработки. Под редакцией О. А. Дроздова. Гидрометеоздат, Л., 1957.
3. Пчелко И. Г., Боровиков А. М., Заварина М. В., Мазин И. П. Прогноз обледенения самолетов. Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. Под ред. И. Г. Пчелко. Гидрометеоздат, Л., 1959.
4. Marine climatic atlas of the world, vol. 2, Washington, 1956.

П. И. ПЕСКОВ

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ ПОЙМЫ РЕКИ

На основании экспедиционных исследований на р. Осетр в 1961 г. и р. Оке в 1962 г. даются основные закономерности радиационного режима поймы реки по сравнению с коренным берегом для узкой и широкой долин.

В нашей стране поймы рек занимают значительные площади. Более рациональное использование этих площадей для нужд народного хозяйства, и в первую очередь для сельскохозяйственного производства, требует их детального изучения. Однако микроклиматическое освещение пойм рек крайне недостаточно, а радиационный режим их почти совсем не изучен.

Ниже дается обобщение результатов двухлетних экспедиционных исследований радиационного режима поймы в узкой долине (на примере р. Осетр) и в широкой (на примере р. Оки).

Наблюдения над радиационным режимом поймы р. Осетр проводились с 15 мая по 12 июня 1961 г. в среднем течении ее при ширине долины 1,5—2,5 км и поймы 1—1,5 км. Пункты наблюдений располагались вблизи с. Мягкого Московской области.

Первый пункт находился на коренном берегу на клеверном поле второго года пользования в 1 км от бровки долины на ровном открытом месте, второй пункт — на ровном затопляемом участке поймы в 300 м от склона долины. Относительное превышение бровки над поймой равно 55 м.

В пункте на коренном берегу клевер был изреженным с несомкнутым травостоем и к концу наблюдений достигал 15—20 см высоты. Почва — легкий суглинок с малым запасом гумуса.

В пойме реки плотный растительный покров был представлен луговым разнотравьем с большой примесью лютика и клевера. За время наблюдений высота его изменилась от 5 до 20—25 см.

Почвенный покров представлен аллювиально-луговыми среднесуглинистыми почвами с большим запасом гумуса. Расстояние между пунктами около 1,5 км.

Наблюдения в пойме р. Оки проводились с 1 июня по 1 августа 1962 г. в трех пунктах около д. Высоково Владимирской области в среднем течении реки, где ширина ее долины достигает 6—7 км.

Первый пункт располагался на коренном берегу в 1,5 км от бровки долины на луговом участке с сильноподзолистыми тонкосупесчаными почвами с малым количеством гумуса. Растительный покров представ-

лен изреженным разнотравьем высотой 10—15 см к концу июля, местами с лишайниками на почве.

Второй пункт был в пойме реки в 2 км от склона долины на ровном открытом лугу с аллювиально-луговыми тонкосупесчаными почвами, также с малым количеством гумуса. Растительный покров — злаковые травы с примесью белого клевера. Высота травы к концу июня достигла 10—15 см, а метелок — 30—40 см.

Относительное превышение пункта на коренном берегу по сравнению с пунктом в пойме реки составляет 60 м. Расстояние между пунктами около 4 км.

Третий пункт располагался также в пойме реки в 1,5 км от второго на поле, занятом горохом. Почвенный покров представлен дерново-подзолистыми тонкосупесчаными глееватыми почвами с большим количеством гумуса.

Актинометрические измерения во всех точках наблюдений включали измерения суммарной, рассеянной и отраженной радиации по пиранометру, прямой радиации по актинометру и радиационного баланса по термоэлектрическому балансомеру, соединенным с гальванометром ГСА-1.

За время экспедиционных работ в районе с. Мягкого в 1961 г. преобладала антициклоническая сухая погода, которая нарушалась в периоды с 18 по 23 мая и с 31 мая по 3 июня проходящими циклонами.

Антициклоническая погода характеризовалась преобладанием днем облачности верхнего яруса, развитием кучевой облачности, особенно во второй половине дня, причем в вечерние часы она доходила до 8—10 баллов, и ясными ночами. Ветер был преимущественно северных направлений скоростью 3—5 м/сек. с усилением в полдень. Температура воздуха поднималась до 28°, а относительная влажность днем падала ниже 30%.

При прохождении циклонов преобладала сплошная облачность нижнего яруса с выпадением незначительных осадков. Ветер был разных направлений с преобладанием восточных и западных днем скоростью до 6—7 м/сек. и выше.

В центральных районах ЕТС в мае 1962 г. наблюдалась антициклоническая сухая погода с аномально высокими температурами воздуха до 32°.

Летом характер погоды резко изменился. В июне было всего 12 дней с погодой антициклонического типа с облачностью преимущественно верхнего и среднего ярусов, с развитием кучевых и мощных кучевых облаков в послеполуденные часы, из которых выпадали интенсивные ливневые осадки. В июне не было безоблачных дней.

В июле циклонический тип погоды сохранился, но проходившие циклоны и барические депрессии были более глубокими. В июле отмечено 10 дней с погодой антициклонического типа, при которой преобладала значительная кучевая облачность до сплошной в вечерние часы. В июле наблюдались также сильные ветры, интенсивные осадки и еще более низкие температуры воздуха, чем в июне.

В соответствии с задачей исследования рассмотрим характеристики радиационного режима в пойме и на коренном берегу.

Уравнение радиационного баланса представляется обычно в виде

$$R = (S' + D)(1 - A) + I_{эф},$$

где R — радиационный баланс, S' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность, D — рассеянная радиация, A — альbedo, $I_{эф}$ — эффективное излучение.

В формуле первое слагаемое представляет основную приходную статью радиационного баланса — поглощенную радиацию N ; $(S' + D) = Q$ — суммарная радиация.

Для исследуемых районов средние значения элементов радиационного режима при безоблачном небе приведены в табл. 1 по данным [1] для мая—июля.

Таблица 1

Дневной ход некоторых элементов радиационного режима при безоблачном небе (кал/см² мин.) для $\varphi = 55^\circ$

Время, час. мин.	Суммарная радиация			Рассеянная радиация			Радиационный баланс		
	V	VI	VII	V	VI	VII	V	VI	VII
6 30	0,45	0,50	0,45	0,12	0,12	0,12	0,22	0,25	0,23
9 30	1,01	1,04	0,99	0,18	0,17	0,17	0,65	0,68	0,63
12 30	1,16	1,22	1,19	0,17	0,18	0,18	0,77	0,79	0,77
15 30	0,82	0,87	0,85	0,15	0,16	0,16	0,47	0,52	0,52
18 30	0,19	0,27	0,25	0,08	0,10	0,08	0,03	0,07	0,07

Для сравнения элементов радиационного режима в исследуемых районах приведены графики суточного хода составляющих радиационного баланса на коренном берегу в ясную и пасмурную погоду в районе с. Мягкого и д. Высоково (рис. 1).

Результаты сравнения свидетельствуют о хорошем согласовании суточного хода суммарной радиации и радиационного баланса и величины их, полученной нами, со средними многолетними данными.

Из суточного хода элементов радиационного баланса в пасмурную погоду видно, что на них большое влияние оказывает облачность; их величина меньше в 3—4 раза в пасмурную погоду по сравнению с ясной.

Среднее значение радиационного баланса за все летние месяцы в полночь составляет —0,08 кал/см² мин.

По результатам актинометрических наблюдений в табл. 2 представлен дневной ход ряда составляющих радиационного баланса по периодам на коренном берегу и в пойме реки.

Приходящая суммарная радиация на небольшой территории практически одинакова.

При измерении приходящей радиации в точках, расположенных на небольших расстояниях друг от друга, может сказаться только влияние облачности на мгновенные значения ее при синхронных наблюдениях. Например, 16/VII 1962 г. в 11 час. интенсивность суммарной радиации на коренном берегу была 0,30 кал/см² мин. при закрытом диске солнца, а в пойме реки в тот же момент она была 1,28 кал/см² мин. при чистом диске солнца (облачность 6 баллов Cu).

В результате средние значения суммарной радиации за короткий период будут различаться (табл. 2). Чем больше период осреднения, тем меньше абсолютная величина различий и интенсивности Q в двух близко расположенных пунктах.

В широкой долине реки микроклиматические различия проявляются не только в приземном слое воздуха, но и в более высоких слоях. Турбулентный обмен между поверхностью земли и воздухом в пойме реки ослаблен за счет усиления испарения. В результате этого турбулентная

конвекция над поймой распространяется на меньшую высоту, о чем свидетельствует ход конвективной облачности.

Например, 6/VII 1962 г. в районе д. Высоково наблюдалась антициклоническая погода с появлением с 10 час. кучевой облачности 4—6 баллов небольшой мощности. Юго-восточный ветер скоростью 4—6 м/сек. был направлен от правого берега поперек долины р. Оки. Под воздействием долины облака при переходе ее правого края начинали растекаться и таяли над поймой. Облака образовывались вновь уже далеко от левого края долины. Таким образом, на левом коренном берегу наблюдалась полоса ясной погоды шириной в несколько километров, а над поймой реки — тающие облака.

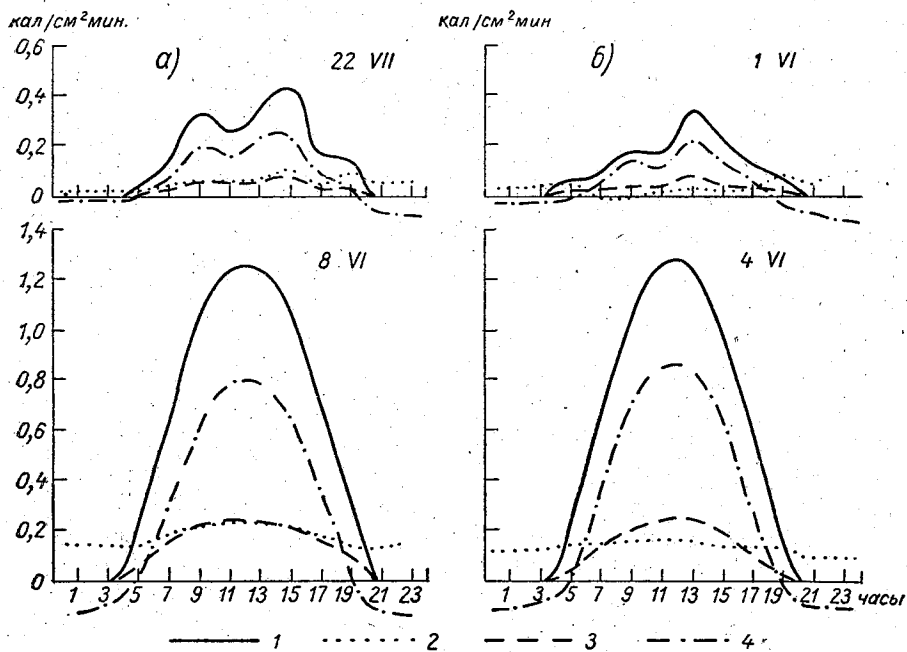


Рис. 1. Суточный ход составляющих радиационного баланса на коренном берегу в ясную и пасмурную погоду.

a — д. Высоково, 1962 г., *b* — с. Мягкое, 1961 г.; 1 — суммарная радиация, 2 — отраженная радиация, 3 — эффективное излучение, 4 — радиационный баланс.

Такая же картина наблюдалась 15/VII, но уже в обратном направлении по отношению к долине. Неоднократно отмечалось, что при переходе долины р. Оки мощные кучевые облака уменьшались, а после перехода вновь усиливались. Также ослабевали грозы при переходе через долину реки.

Изменение облачности над широкой долиной обуславливает и изменение радиационного режима. По данным наблюдений, максимальные средние значения интенсивности суммарной радиации Q отмечаются в полуденные часы, составляя 1,07 кал/см² мин. в районе с. Мягкого и 1,15 кал/см² мин. в районе д. Высоково.

В отдельные сроки наблюдений при значительной кучевой облачности интенсивность Q в полуденные часы достигает 1,43 кал/см² мин., что связано с увеличением интенсивности рассеянной радиации (30/VI 1962 г., д. Высоково, облачность 7—8 баллов Cu). Такие же значения Q

Таблица 2

Дневной ход радиационного баланса и его составляющих (кал/см² мин.)
на коренном берегу и в пойме реки

Вид радиации	Месторасположение пункта наблюдений	Часы							
		4.30	7	9	11	13	15	17	19
р. Осетр, с. Мягкое, 20/V—12/VI 1961 г.									
Q	Коренной берег	0,09	0,53	0,88	1,07	1,02	0,81	0,38	0,10
	Пойма	0,10	0,54	0,88	1,05	0,98	0,79	0,37	0,11
A _k	Коренной берег	0,02	0,10	0,17	0,20	0,20	0,16	0,09	0,03
	Пойма	0,04	0,15	0,23	0,26	0,25	0,21	0,12	0,04
N	Коренной берег	0,07	0,43	0,71	0,87	0,82	0,65	0,29	0,07
	Пойма	0,06	0,39	0,65	0,79	0,73	0,58	0,25	0,07
I _{эф}	Коренной берег	0,09	0,13	0,17	0,22	0,18	0,19	0,13	0,10
	Пойма	0,08	0,11	0,15	0,17	0,15	0,13	0,08	0,09
R	Коренной берег	-0,02	0,30	0,54	0,65	0,64	0,46	0,16	-0,03
	Пойма	-0,02	0,28	0,50	0,62	0,58	0,45	0,17	-0,02

р. Ока, д. Высоково, 7—30/VI 1962 г.

Q	Коренной берег	0,08	0,60	0,98	1,03	1,14	0,75	0,51	0,19
	Пойма (луг)	0,09	0,58	1,00	1,02	1,13	0,80	0,50	0,18
	Пойма (горох)	0,11	0,61	1,01	1,12	1,15	0,81	0,52	0,19
A _k	Коренной берег	0,03	0,12	0,18	0,20	0,21	0,15	0,11	0,05
	Пойма (луг)	0,03	0,13	0,19	0,21	0,24	0,17	0,12	0,06
N	Коренной берег	0,05	0,48	0,80	0,83	0,93	0,60	0,40	0,14
	Пойма (луг)	0,06	0,45	0,81	0,81	0,89	0,63	0,38	0,12
I _{эф}	Коренной берег	0,07	0,18	0,17	0,10	0,14	0,15	0,08	0,15
	Пойма (луг)	0,07	0,13	0,20	0,10	0,09	0,18	0,12	0,09
R	Коренной берег	-0,02	0,30	0,63	0,73	0,79	0,45	0,32	0,01
	Пойма (луг)	-0,01	0,32	0,61	0,71	0,80	0,45	0,26	0,03

р. Ока, д. Высоково, 2—28/VII 1962 г.

Q	Коренной берег	0,04	0,42	0,66	0,64	0,88	0,63	0,35	0,10
	Пойма (луг)	0,04	0,42	0,67	0,77	0,89	0,62	0,33	0,12
	Пойма (горох)	0,04	0,41	0,69	0,77	0,94	0,71	0,33	0,12
A _k	Коренной берег	0,01	0,09	0,12	0,11	0,15	0,12	0,08	0,03
	Пойма (луг)	0,01	0,09	0,13	0,14	0,16	0,12	0,09	0,03
	Пойма (горох)	0,02	0,12	0,18	0,20	0,23	0,19	0,09	0,04
N	Коренной берег	0,03	0,33	0,54	0,53	0,73	0,51	0,27	0,07
	Пойма (луг)	0,03	0,33	0,54	0,63	0,73	0,50	0,24	0,09
	Пойма (горох)	0,02	0,29	0,51	0,57	0,71	0,52	0,24	0,08
I _{эф}	Коренной берег	0,06	0,11	0,12	0,06	0,18	0,07	0,07	0,07
	Пойма (луг)	0,06	0,11	0,12	0,14	0,21	0,10	0,07	0,08
	Пойма (горох)	0,05	0,09	0,11	0,10	0,12	0,09	0,06	0,07
R	Коренной берег	-0,03	0,22	0,42	0,47	0,55	0,44	0,20	0,00
	Пойма (луг)	-0,03	0,22	0,42	0,49	0,52	0,40	0,17	0,01
	Пойма (горох)	-0,03	0,20	0,40	0,47	0,59	0,43	0,18	0,01

при значительной облачности отмечены в районе с. Мягкого 4/VI 1961 г. Здесь Q составила 1,23 кал/см² мин.

В ясную погоду в полдень в районе с. Мягкого величина Q 28/V 1961 г. составила 1,17 кал/см² мин. и 4/VI 1961 г. — 1,28 кал/см² мин., а в районе д. Высоково 8/VI 1962 г. величина Q составила 1,25 кал/см² мин., что близко совпадает с данными для безоблачных дней, приведенными в работе [1] для указанных районов.

В суточном ходе величина интенсивности Q асимметрична относительно полудня, что связано с суточным ходом облачности.

Характер подстилающей поверхности влияет на величину отраженной радиации. В условиях долины решающим фактором является различный режим увлажнения в пойме реки и на коренном берегу, от которого зависит температура почвы, характер и густота травостоя, состояние посевов на полях.

Динамика влажности почвы представлена в табл. 3 для горизонта 0—20 см.

Таблица 3

Динамика влажности почвы (%) на коренном берегу и в пойме реки

Месторасположение пункта наблюдений	Объемный вес, г/см ²	1961 г.						
		23/V	29/V	4/VI	8/VI	12/VI		
р. Осетр, с. Мягкое								
Коренной берег	1,18	18,8	17,4	16,1	15,2	14,3		
Пойма	1,15	34,0	33,3	32,7	32,3	31,9		
Месторасположение пункта наблюдений	Объемный вес, г/см ²	1962 г.						
		7/VI	11/VI	20/VI	2/VII	12/VII	21/VII	29/VII
р. Ока, д. Высоково								
Коренной берег	1,47	6,8	6,8	5,7	6,0	6,6	7,5	7,1
Пойма (луг)	1,50	10,0	8,3	5,3	7,8	10,0	10,7	10,6
Пойма (горох)	1,12	28,2	28,3	27,4	26,9	26,5	26,5	23,2

Влажность почвы в пойме р. Осетр на естественном лугу при сухой погоде в два раза больше, чем на коренном берегу, при незначительном различии физического состава почвы.

В пойме р. Оки при дождливой погоде влажность почвы только на 36% больше, чем на коренном берегу, при сходстве физического состава почвы в обоих пунктах.

В узкой долине влажность почвы больше, чем в широкой. В пойме р. Осетр на лугу в сухую погоду влажность почвы больше на 5—6%, чем в пойме р. Оки во влажную погоду на таких же по физическому составу почвах, а в пойме р. Осетр на поле (засеянном кукурузой в момент всходов) влажность почвы в сухую погоду оказалась такой же, как на поле, засеянном горохом, в пойме р. Оки, но при влажной погоде.

Характер почв на полях одинаковый. Это связано с более высоким уровнем грунтовых вод в узкой долине.

Суточный ход отраженной радиации A_h на микропунктах по периодам представлен в табл. 2.

Максимальные значения средних величин отраженной радиации приходится на полуденные часы и составили в пойме р. Осетр 0,25—0,26 кал/см² мин. и 0,24 кал/см² мин. в пойме р. Оки, что соответственно на 25 и 15% больше, чем на коренном берегу.

Максимум величины отраженной радиации в пойме р. Осетр при антициклонической ясной погоде составил 0,34 кал/см² мин. и в пойме р. Оки 0,27 кал/см² мин. В то же время на коренном берегу было соответственно 0,24 и 0,23 кал/см² мин.

Значительное увеличение величины A_h в пойме р. Осетр связано с влиянием более мощного и зеленого травяного покрова, что обусловлено достаточной влажностью и более высокими температурами почвы в сухую погоду.

Разности средних значений A_h в полуденные часы на коренном берегу и в пойме р. Осетр 0,05—0,06 кал/см² мин., на коренном берегу и в пойме р. Оки 0,02—0,03 кал/см² мин.

Суточный ход отраженной радиации асимметричен. Величина отраженной радиации на гороховом поле изменяется по мере роста растений (табл. 4). Сразу после посева до появления всходов величина отраженной радиации на 10% меньше, чем на коренном берегу, и на 16% меньше, чем на естественном лугу в пойме. По мере роста гороха величина A_h увеличивается.

Таблица 4

Составляющие радиационного баланса на гороховом поле (кал/см² мин.) в полуденные часы (д. Высоково, 1961 г.)

Вид радиации	Месторасположение пункта наблюдений	Время наблюдения									
		8/VI	13/VI	17/VI	21/VI	27/VI	30/VI	3/VII	6/VII	10/VII	16/VII
Q	Коренной берег	1,24	1,22	1,28	1,34	0,58	1,31	1,24	1,14	1,18	1,19
	Пойма (луг)	1,25	1,19	1,27	1,34	0,57	1,32	1,26	1,15	1,17	1,23
	Пойма (горох)	1,27	1,24	1,27	1,35	0,58	1,35	1,26	1,16	1,17	1,29
A_h	Коренной берег	0,23	0,21	0,23	0,26	0,11	0,25	0,22	0,21	0,21	0,21
	Пойма (луг)	0,25	0,25	0,27	0,26	0,12	0,27	0,24	0,22	0,21	0,23
	Пойма (горох)	0,21	0,20	0,24	0,27	0,16	0,32	0,30	0,29	0,33	0,35
N	Коренной берег	1,01	1,01	1,05	1,08	0,47	1,06	1,02	0,93	0,97	0,98
	Пойма (луг)	1,00	0,94	1,00	1,08	0,45	1,05	1,02	0,93	0,96	1,00
	Пойма (горох)	1,06	1,04	1,03	1,08	0,42	1,03	0,96	0,87	0,84	0,94
$I_{эф}$	Коренной берег	0,23	0,20	0,15	0,22	0,06	0,12	0,29	0,19	0,20	0,20
	Пойма (луг)	0,18	0,05	0,18	0,20	0,08	0,07	0,19	0,19	0,19	0,20
	Пойма (горох)	0,24	0,14	0,07	0,21	0,08	0,11	0,12	0,12	0,08	0,12
R	Коренной берег	0,78	0,81	0,90	0,86	0,39	0,94	0,73	0,74	0,77	0,78
	Пойма (луг)	0,82	0,89	0,82	0,88	0,37	0,98	0,83	0,74	0,77	0,80
	Пойма (горох)	0,82	0,90	0,96	0,87	0,36	0,92	0,84	0,75	0,76	0,82
	Высота гороха, см ¹	2—3	6—8	10—15	20—25	25—30	30—35	—	50—60	—	70—80

¹ С 24/VI травостой гороха сомкнулся.

Спустя 2—3 недели после посева, при высоте гороха 15—20 см, величина A_h на гороховом поле и естественном лугу поймы одинакова. В это время горох еще не сомкнулся. После смыкания травостоя гороха,

при высоте его 25—30 см, величина отраженной радиации на гороховом поле становится постоянной. Она на 45% больше, чем на лугу коренного берега, и на 32% больше, чем на естественном лугу в пойме, достигая максимальных значений в полуденное время 0,35—0,36 кал/см² мин.

Различный характер увлажнения и различия в характере подстилающей поверхности определяют отражательную способность подстилающей поверхности и величину поглощенной радиации.

Значения средних величин поглощенной радиации N приведены в табл. 2. Максимальные значения поглощенной радиации наблюдаются в полуденные часы. В районе с. Мягкого в антициклоническую сухую погоду средняя величина N на коренном берегу составила 0,87 кал/см² мин. — на 10% больше, чем в пойме. В пойме р. Оки во влажную погоду средняя величина N в июне 1961 г. составила в полдень 0,85 кал/см² мин. — только на 3% меньше, чем на коренном берегу. Уменьшение величины N в пойме в июле по сравнению с коренным берегом уже незначительное.

На поле с горохом в период от посева до всходов наблюдаются максимальные значения поглощенной радиации, которая в полдень достигает 1,06 кал/см² мин., что на 6% больше, чем на естественном лугу в пойме. По мере роста гороха величина N быстро убывает, и при достижении горохом высоты 15—20 см значения N одинаковы на лугу и на гороховом поле. После смыкания гороха величина N на гороховом поле в полдень на 7% меньше, чем на лугу, что связано с увеличением значений альbedo гороха (табл. 4).

Альbedo во всех микропунктах имеет обычный суточный ход с минимумом в полуденные часы. Суточный ход средних значений альbedo в микропунктах по периодам представлен в табл. 5.

Таблица 5

Дневной ход альbedo (%)

Месторасположение пункта наблюдений	Часы							
	4.30	7	9	11	13	15	17	19
р. Осетр, с. Мягкое, 20/V—12/VI 1961 г.								
Коренной берег	23	20	19	19	19	20	24	30
Пойма	40	28	26	25	25	27	32	36
р. Ока, д. Высоково, 7—30/VI 1962 г.								
Коренной берег	38	20	18	19	18	20	22	26
Пойма (луг)	33	22	21	21	20	21	24	33
р. Ока, д. Высоково, 2—28/VII 1962 г.								
Коренной берег	25	21	18	17	17	19	23	30
Пойма (луг)	25	21	19	18	18	19	24	31
Пойма (горох)	50	29	26	26	25	26	27	33

В ясную сухую погоду средняя величина альbedo в пойме р. Осетр в полуденные часы была на 6—7% больше, чем на коренном берегу. В вечерние часы это различие несколько увеличивается. Во влажную и пасмурную погоду различия в величинах альbedo в пойме и на коренном берегу сглаживаются.

Величина альbedo, полученная для поймы реки, несколько больше значений альbedo для заливных лугов, приведенных в работах [1, 4].

На гороховом поле в пойме реки альbedo в первый период, когда поле оголено, на 2—3% меньше, чем на коренном берегу. С ростом гороха альbedo увеличивается, после смыкания травостоя альbedo на гороховом поле в полдень в среднем на 8% выше, чем на коренном берегу.

В утренние часы альbedo на гороховом поле значительно выше (до 50%), чем на лугу в пойме и на коренном берегу. Это связано с тем, что на широких листьях гороха задерживается больше росы, а поэтому она дольше не испаряется.

Величина альbedo в пойме р. Осетр (узкая долина) больше, чем в пойме р. Оки (широкая долина), на 4—5%. Причина заключается в том, что пойма в узкой долине даже в период сухой погоды имеет достаточное увлажнение из-за близкого уровня грунтовых вод. В то же время наблюдается больший прогрев верхнего слоя почвы, что способствует развитию мощного, яркого по цвету растительного покрова, увеличивающего альbedo.

Пойма в широкой долине в периоды сухой погоды может испытывать недостаток увлажнения из-за увеличения глубины залегания уровня грунтовых вод, что будет влиять на характер растительности. В свою очередь большая глубина залегания уровня грунтовых вод, даже во влажную погоду, будет приводить к понижению влажности верхних слоев почвы из-за большей величины просачивающихся осадков.

В обрабатываемой пойме (поле гороха) улучшается режим влажности и температуры почвы, что приводит к развитию мощного, яркого по цвету покрова растительности, альbedo которого выше. Если сравним значения альbedo луга в пойме р. Осетр в 1961 г. с альbedo гороха в пойме р. Оки, то увидим, что оно одинаково, в то время как альbedo луга в пойме р. Оки меньше из-за менее мощной растительности.

Расходная часть радиационного баланса — эффективное излучение в первую очередь определяется температурой излучающей поверхности.

Данные эффективного излучения непосредственным измерением балансомером мы получаем только ночью. Днем величина эффективного излучения $I_{эф}$ получена по замыканию уравнения радиационного баланса как разность поглощенной радиации и радиационного баланса.

При антициклонической погоде хорошо выражен суточный ход эффективного излучения с максимумом в полуденные часы (табл. 2). Величина $I_{эф}$ в полдень в пойме р. Осетр составила 0,17 кал/см² мин., т. е. на 25% меньше, чем на коренном берегу.

При значительной облачности и достаточном увлажнении разность $I_{эф}$ на коренном берегу и в пойме уменьшается и суточный ход выражен нечетко, так как уменьшается различие в температурах подстилающей поверхности.

Разность средней суточной температуры поверхности почвы на коренном берегу и в пойме р. Осетр (20/V—12/VI) равна 3°.

Разность средних суточных температур поверхности почвы на коренном берегу и в пойме р. Оки в период 7/VI—30/VI составила 3,3° и в период 2—28/VII 0,6°, а на коренном берегу и на гороховом поле за те же периоды она была соответственно 3,7 и 1,3°.

В ночные часы величина эффективного излучения равна значениям радиационного баланса, но противоположна ему по знаку.

Величина $I_{эф}$ в дневные часы на поле с горохом равна 10—12 кал/см² мин., т. е. на 25% меньше, чем на лугу. Изменение величины $I_{эф}$ в зависимости от роста гороха показано в табл. 4 для полуденных

часов. Значения $I_{эф}$ при оголенной почве в 1,5 раза больше, чем при сомкнутом травостое гороха.

Величины радиационного баланса во всех микропунктах имеют суточный ход с максимумом в полуденные часы. В те же часы наблюдаются максимальные разности величины R на коренном берегу и в пойме (табл. 2).

Максимальная средняя величина R в пойме р. Осетр составила в полдень $0,60 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, т. е. на 8% меньше, чем на коренном берегу. Наибольшие значения R в отдельные дни в полдень в пойме р. Осетр достигали $0,83 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ (3/V 1961 г.) и на коренном берегу в то же время $0,91 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$

Максимальная средняя величина радиационного баланса в пойме р. Оки в периоды 7—30/VI и 2—28/VII в полдень почти такая же, как и величина R на коренном берегу. Средняя разность величин радиационного баланса на коренном берегу и в пойме за дневное время в оба периода составила всего $0,01 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Максимальные значения R в отдельные дни в полдень в пойме р. Оки в июне достигали $0,98 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, а на коренном берегу в то же время $0,97 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ 30/VI 1962 г. В июле значения R в пойме р. Оки достигали $0,83 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Ночью средние абсолютные величины R на коренном берегу больше, чем в пойме, на $0,02—0,03 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ Максимальные значения радиационного баланса в полночь наблюдаются на коренном берегу, достигая $0,14 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$

Переход радиационного баланса через нуль утром в пойме реки отмечается на полчаса раньше, чем на коренном берегу, а вечером — на полчаса позже. Продолжительность положительного значения радиационного баланса в пойме примерно на 1 час больше. Во влажную пасмурную погоду продолжительность положительного значения R примерно на 1 час больше, чем в антициклоническую, как в пойме, так и на коренном берегу.

Средняя суточная величина радиационного баланса в пойме р. Осетр за период 20/V—12/VI 1961 г. составила $285 \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}$, т. е. на $10 \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}$ меньше, чем на коренном берегу.

В пойме р. Оки средняя суточная величина радиационного баланса за период 7—30/VI 1962 г. оказалась несколько больше, чем на коренном берегу, и в период 2—28/VII 1962 г. величина R в пойме была всего на $5 \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}$ меньше, чем на коренном берегу.

На гороховом поле средние суточные суммы радиационного баланса в период 2—28/VII оказались такими же, как и на коренном берегу. Однако суточные суммы положительных значений радиационного баланса во всех микропунктах в пойме ниже, чем на коренном берегу.

Выравнивание суточных величин радиационного баланса происходит за счет больших по сравнению с поймой значений сумм отрицательных величин R на коренном берегу в ночное время.

Наибольшие суммы отрицательных значений радиационного баланса ночью на коренном берегу составили $-60 \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}$ и в пойме $-40 \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}$ в то же время.

Таким образом, в сухую антициклоническую погоду радиационный баланс в пойме меньше, чем на коренном берегу. Во влажную, пасмурную погоду радиационный баланс на коренном берегу и в пойме практически одинаков.

Таков же радиационный баланс в районах с избыточным увлажнением, как это показано на примере болот Полесья Т. А. Голубовой [5]. Однако в засушливых районах радиационный баланс в поймах рек зна-

чительно выше, чем на коренном берегу, как это показано на примере Волги в Прикаспийской низменности Ю. Л. Раунером [9].

Резюмируя изложенное выше, можно отметить некоторые особенности радиационного режима поймы.

1. Все составляющие радиационного режима в средней полосе ЕТС в пойме имеют суточный ход, асимметричный относительно полудня.

2. Величина суммарной радиации в пойме реки и на коренном берегу практически одинакова. При конвективной облачности над широкой долиной и на подветренном берегу долины может наблюдаться полоса ясной или малооблачной погоды.

3. В пойме реки влажность почвы больше, чем на коренном берегу. В пойме в узкой долине влажность больше, чем в пойме в широкой долине, поэтому в узкой долине травостой более мощный и яркий по цвету, что вызывает различие в величинах отраженной радиации и альбедо.

4. Отраженная радиация в пойме реки больше, чем на коренном берегу, а также больше в узкой долине, чем в широкой. В утренние часы в пойме наблюдается увеличение отраженной радиации, что связано с более интенсивной росой в пойме.

5. Отраженная радиация на поле в пойме минимальна при оголенной почве и меньше, чем на естественном лугу; после смыкания травостоя в поле отраженная радиация достигает максимума и становится больше, чем на естественном лугу.

6. Величина альбедо в пойме реки больше, чем на коренном берегу, и больше в пойме узкой долины, что связано с режимом увлажнения и характером растительности. Величина альбедо в ясную погоду мало отличается от альбедо в пасмурную погоду, и средние его значения достаточно полно характеризуют отражательную способность подстилающей поверхности.

7. Радиационный баланс в пойме в дневное время во всех пунктах на 3—4% меньше, чем на коренном берегу. Ночью радиационный баланс отрицателен и в пойме реки меньше (на 0,02—0,03 кал/см² мин.), чем на коренном берегу.

Суточные суммы радиационного баланса в антициклоническую сухую погоду в пойме реки несколько меньше, чем на коренном берегу.

При влажной пасмурной погоде суточные суммы радиационного баланса в пойме и на коренном берегу выравниваются.

Дневные суммы радиационного баланса во всех пунктах в пойме меньше, чем на коренном берегу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барашкова Е. П., Гаевский В. Л. и др. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеиздат, 1961.
2. Бирюкова Л. А. Некоторые особенности суточного хода суммарной радиации и радиационного баланса в разных климатических областях СССР. Труды ГГО, вып. 62 (128), 1961.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеиздат, Л., 1956.
4. Гаевский В. Л. К вопросу о роли альбедо в формировании радиационного режима поверхности. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
5. Голубова Т. А. Радиационный баланс сушидола и разных участков осушенного болота. Труды ГГО, вып. 49 (111), 1955.
6. Дзержевский Б. Л. Метеорологическая характеристика приземного слоя воздуха над увлажненными и сухими участками Заволжской степи. В сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд-во АН СССР, М., 1957.
7. Ефимова Н. А. К методике расчета месячных величин эффективного излучения. Метеорология и гидрология, № 10, 1961.
8. Павлов А. В. Расчетный способ определения радиационного баланса по суммарной радиации и альбедо. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1962.
9. Раунер Ю. Л. Закономерности формирования теплового баланса и микроклимата в засушливых условиях. Изд-во АН СССР, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Л. Е. Анапольская. Климатическое районирование Западной Сибири и Казахстана для строительства	3
В. И. Липовская, Е. Я. Щербакова. Наибольшие декадные высоты снежного покрова различной вероятности на территории СССР	10
А. В. Руднева. Гололед и его влияние на работу железнодорожного и автомобильного транспорта	23
В. Г. Цверава. Некоторые характеристики ветра в пограничном слое атмосферы	28
Н. И. Мазурин. Некоторые свойства полей сплошной облачности и зон осадков над северным полушарием	36
Б. М. Гальперин. Повторяемость различного количества облаков разных форм	42
М. В. Заварина. О точности расчета числа Ричардсона и вероятности зон повышенной турбулентности	46
Г. Е. Ковалева. К методике расчета вероятности зон возможного обледенения самолетов над морями и океанами	60
Т. И. Песков. Радиационный режим поймы реки	64

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

Редактор *А. И. Вайцман*

Технич. редактор *Г. С. Николаева*

Корректоры: *Е. П. Баскакова, Н. И. Оршер*

Сдано в набор 2/III 1964 г. Подписано к печати
6/V 1964 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 2,38+1 вкл
Печ. л. 6,58. Уч.-изд. л. 6,45. Тираж 800 экз. М-15217
Индекс МЛ-74

Гидрометеорологическое издательство.
Ленинград, В-53, 2-я линия, дом № 23.

Тем. план 1964 г., № 46

Заказ № 111. Цена 45 коп.

Ленинградская типография № 8 «Главполиграфпрома»
Государственного комитета Совета Министров СССР
по печати.

Ленинград, Прачечный пер., 6