ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУ**ЖБЫ** ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ТРУДЫ

06

T- 78

ВЫПУСК 301

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией канд. физ.-мат. наук В. П. КОЛОКОЛОВА Л. Г. МАХОТКИНА

276310

Ленинградолий Гаарометеорология или ин-т БИБЛИОТКИА Л-д 125183 Малоохтинский пр., 53



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД•1974

В сборнике рассмотрены вопросы теории атмосферного электричества, механизма электризации частиц, методы наблюдений за атмосфериками с целью характеристики грозовой деятельности, результаты самолетных измерений электрических характеристик свободной атмосферы, данные об эффективности обслуживания авиации и электростатической защите самолетов.

Сборник предназначен для специалистов, работающих в области атмосферного электричества и его приложений.





С Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1974 г.

遼

И. М. ИМЯНИТОВ, Е. В. ЧУБАРИНА, Я. М. ШВАРЦ

et reese

ДЕИСТВИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СИЛ НА РАЗВИТИЕ ОБЛАКА

Роль электрических сил в развитии облаков можно рассмат ривать в двух аспектах — в естественном цикле развития облаков и при управлении развитием облаков. Последнее особенно существенно в применении к теплым облакам и туманам, поскольку ощутимого прогресса в вопросах активного воздействия на теплые облака и туманы за последние годы достигнуто не было.

Известно, что электрические силы могут заметно сказываться на ряде элементарных процессов укрупнения частиц и их фазовых преобразований. Электрические силы могут заметно сказаться на процессе коагуляции частиц, действуя как на эффективность столкновения частиц, так и на условия их сближения; под влиянием электрических сил уменьшается температура кристаллизации.

Однако непосредственное сопоставление измеренных значений напряженности электрического поля и зарядов частиц в облаках с теми, которые по результатам лабораторных исследований необходимы для воздействия на элементарные процессы, приводит к выводу, что в облаках всех видов (кроме грозовых) средние значения электрических полей и зарядов чуть ли не в 100 раз меньше тех значений, которые дают лабораторные исследования. В то же время отмечается тесная связь между изменением электрических характеристик облаков и процессом их развития [5].

Было сделано предположение, что отмеченное несоответствие легко устраняется, если рассматривать не средние характеристики облаков, а их отклонение от средних.

Для оценки эффективности действия зон неоднородностей рассмотрим влияние электрических сил на коагуляцию частиц в теплых облаках.

Выясним характер процесса укрупнения частиц под действием электрических сил и сопоставим его с тем, который может иметь место в облаках. Критерием действенности электрических сил, очевидно, может быть время роста частицы реагента или частицы облака в таких условиях, когда без действия электрических сил рост облачных частиц невозможен. Сначала рассмотрим вопрос о применении электрических сил при воздействиях на теплые облака или туманы.

Видоизменить структуру теплого облака можно путем усиления коагуляции при введении заряженной воды или другого реагента в верхнюю часть облака. Рассмотрим подробнее условия такого воздействия.

Укрупнение частиц в облаке может быть достигнуто стимулированием процесса гравитационной коагуляции при сбросе частиц незаряженной распыленной воды в верхнюю часть облака. Начальный радиус R_0 частиц реагента при этом должен быть велик (порядка 30 мкм), ибо только при таких размерах частиц реагента коэффициент захвата є ими облачных частиц (радиус 6— 10 мкм) имеет ощутимую величину [1]. Из-за большой величины R_0 весьма большим оказывается и расход реагента. Снизить начальный размер частицы реагента и обеспечить возможно более быстрый рост ее до величины R_0 и является целью использования электрических сил в воздействиях упомянутого вида. Последнее может быть достигнуто резким увеличением коэффициента захвата є частицей реагента облачных частиц при сообщении ей достаточно большого электрического заряда.

Частица, обладающая зарядом, постепенно будет терять его из-за электропроводности воздуха. Поэтому время, за которое частица реагента должна достичь радиуса R_0 , должно быть значительно меньше времени потери значительной доли заряда. Это ограничение времени роста частиц реагента является существенной особенностью воздействия с применением электрических сил.

Приведем значения времени *T*, за которое заряд на частице должен уменьшаться примерно в 3 раза, если частица находится в безоблачной атмосфере:

H	км		•		•	•			0	1	2 ``	3	4	5	6	7	8
Т	с.	•		•		•	•	•	. 800	500	300	200	150	100	90	70	60

В облаках электропроводность воздуха в несколько раз меньше, чем в атмосфере на том же уровне, поэтому соответственно больше и время потери заряда. Так, например, на высоте 3-5 км в облаках T может быть около 1000 с. Таким образом, за время ~1000 с введенная в облако частица должна дорасти до такого размера, когда начнет эффективно действовать механизм гравитационной коагуляции. Рассмотрим, насколько осуществимо это требование.

С этой целью выполним расчеты времени роста частицы реагента, свободно падающей в монодисперсном капельном облаке, до размера, при котором возможна гравитационная коагуляция. Примем, что начальный радиус частицы реагента равен 10 мкм, конечный 30 мкм; облако монодисперсно и в нем отсутствуют турбулентность и восходящие потоки. Расчет выполнялся для нескольких значений коэффициента захвата, реально возмож-

ных при заданных соотношениях R и r (где R — радиус частицы, реагента, r — радиус облачной частицы) при условии, что частица реагента будет заряжена до величины q, близкой к предельной. За последнюю величину принята величина, при которой возможно коронирование с капли. Результаты расчета представлены в табл. 1.

Таблица 1

		R=10-	÷20 мкм	R==20	0÷30 мкм	
r MKM	W r/M ⁸	Êi	Δ t ₁ c	٤2	$\Delta t_2 c$	$\Delta t = \Delta t_1 + \Delta t_2 c$
7	0,3	50	200	5	400	600
		` 25	300	2,5	800	1100
		5	1500	0,5	4000	5500
	0,5	50	100	5	200	300
		25	200	2,5	500	700
		5	900	0,5	2400	3300
	1,0	50	50	5	100	200
		25	100	2,5	200	300
		5	500	0.5	1200	1700
	2,0	50	20	5	60	100
		25	50	2,5	100	200
		5	200	0,5	60 0	800
5	1,0	50	40	5	100	150
		25	100	2,5	200	300
		5	400	0,5	1100	1500
		1		1	1 ·	

Время роста свободно падающей в облаке частицы реагента от $R_1=10$ мкм до $R_2=20$ мкм и от $R_2=20$ мкм до $R_0=30$ мкм в зависимости от ε и W для разных радиусов облачной частицы (r)

Коэффициент захвата є в сильной степени зависит от величины заряда частиц реагента и от соотношения размеров частиц облака и реагента. Относительно малые изменения этих параметров могут повлечь за собой большое уменьшение є и резкое увеличение Δt , что приведет к отсутствию эффективности воздействия. Вот почему внедрение воздействий на теплые облака с применением электрических сил встречается с большими техническими трудностями. Однако результаты расчета показывают, что поиск практических решений для осуществления таких воздействий на теплые облака, имеющие водность 1 г/м³ и более, целесообразен.

Надо напомнить, что процессы, происходящие внутри облака, часто неустойчивые и их направление можно изменить относи-

тельно небольшими средствами. Выпадение осадков, например, несколько изменяет величину воздушных потоков в его окрестности, условия переноса влаги и т. д. Поэтому стимулированное выпадение осадков может вызвать дальнейшее их выпадение. Оценка таких последствий, однако, выходит за рамки приведенных выше соображений. В список последствий необходимо внести и усиление электрических полей как средних, так и экстремальных, и зарядов частиц, возникающих в облаках после начала выпадения осадков, и влияние электрических характеристик на процессы укрупнения частиц. В еще меньшей степени поддается расчету воздействие на теплое кучевое облако.

Конвективные облака представляют собой настолько неустойчивую коллоидальную систему, что бывает достаточно лишь небольшого вмешательства в его естественное развитие, чтобы вызвать осадки. По-видимому, применение электрически заряженной распыленной воды или электрически заряженных гигантских гигроскопических ядер конденсации окажется более эффективным, чем применение незаряженных реагентов.

Другой способ видоизменения структуры теплого облака — использование электрических полей, которые, по достижении ими определенной величины, также могут воздействовать на коэффициент захвата.

Таблица 2

<u>4.</u>					
2	<i>г</i> мкм	. Е В/м	ε	<i>W</i> г/м ³	t c
1	8		1	0,5	6000
59 ¹	÷.,			1,0	3000
		-6.104	2	0,5	3000
κ.				1,0	1500
131		-12.104	4	0,5	1500
				1,0	750
	6	-3·10 ⁴	0,4	0,5	12 000
		4	1	1,0	6000
		6·10 ⁴	1,0	0,5	4800
				1,0	2400
		-12.104	2,0	0,5	2400
				1,0	1200
	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1			a tara	

Время роста частицы в электрическом поле

Выполнен расчет времени роста частиц реагента от радиуса 10 мкм до 25 мкм в монодисперсной капельной среде, находящейся в электрическом поле. Для этого были использованы коэффициенты захвата, рассчитанные Красногорской [2]. Результаты расчета представлены в табл. 2.

На основании данных табл. 2 можно заключить, что присутствие электрических полей напряженностью более 3.104 В/м может дать толчок началу коагуляционного процесса в запрещенной области. Этот вывод подтверждается опытами по исследованию рассеивания тумана водностью 0.5 г/м³. содержащего в электрическом поле частицы диаметром менее 20 мкм [3]. Опыты проводились в камере объемом 28 м³. Только электрические поля напряженностью более 2.10⁴ В/м ускоряли распад тумана. Необходимы значительные водности (>1 г/м³) и значительные поля напряженностью 1.10⁵ В/м, чтобы под влиянием электрических сил частицы радиуса ~ 10 мкм, находящиеся в среде с частицами, имеющими радиус 6—8 мкм, вырастали за 5—10 мин до размера по радиусу ~ 25 мкм. Генерация таких полей в достаточно большом объеме воздуха довольно сложна. Однако исслелование электрических полей в естественных облаках показывает, что они могут там существовать какое-то время, занимая некоторый объем.

Перейдем к изложению экспериментального материала по этому вопросу. Исследования напряженности электрического поля в облаках различных видов, проведенные в Советском Союзе, дали возможность построить распределения величин полей в облаках, по которым можно судить о вероятности встречи тех или иных значений напряженности в этих облаках. Распределение величин напряженности электрических полей в облаках удовлетворительно передается лог-нормальным законом. Параметры этого распределения для разных видов облаков приведены в табл. 3.

	<u></u>	<u>Б[</u> В/м		<i>E</i>	мед В	/м		_{акс} .103	В/м		σдБ	
Вид облака	Ленин- град	Киев	Таш- кент	Ленин- град	Киев	Таш- кент	Ленин - град	Киев	Таш- кент	Ленин- град	Киев	Таш- кент
St	160	160	160	100	120	130	2	1,5	- 1	8	7,5	6
Sc	130	160	160	80	100	100	2	2,5	7,5	9	9	12
Ac	100	180	250	40	80	70 ·	2,5	1,5	4,6	11	12	17
As	200	320	460	. 100	150	3 50	8	7,5	60	13	11	14,5
Ns	300	450	7 0 0	150	250	500	16	7,5	135	13	10,5	16.5
Cb				5 00 0			2000			17		

Из приведенных данных следует, что средние величины электрических полей для всех видов облаков, за исключением кучеводождевых, относительно невелики и близки друг к другу. Наибольший интерес вызывают величины максимальных полей, встре-

чающихся в облаках, допустим с вероятностью ~0,1%. Оказывается, что даже в облаках слоистых форм в южных районах Советского Союза могут встречаться примерно один раз

Таблица З

из тысячи поля, близкие к необходимым для эффективного воздействия ($\sim 10^5$ В/м). Реально были зарегистрированы максимальные поля в Ns $\sim 5 \cdot 10^4$ В/м), но известны случаи поражения самолетов молниями в слоисто-дождевых облаках, что говорит о реальности существования в них полей напряженностью $E \simeq 10^5$ В/м и выше.

Заряды, а следовательно, и поля распределены неравномерно по объему облака. Причин возникновения неоднородностей в облаке много и основной среди них, по-видимому, надо считать наличие конвективных движений в облаке, которые определяют распределение неоднородностей в облаке [5]. Даже в таких относительно спокойных облаках, как облака слоистых форм иногда наблюдаются значительные неоднородности.

Величины электрических неоднородностей оценивались по превышениям напряженности электрического поля над средним уровнем на горизонтальном участке облака. В среднем неоднородности в облаках всех типов невелики, порядка 20%, но если экстраполировать кривые распределения величин неоднородностей до уровня вероятности 0,1%, то оказывается, что даже в слоистых облаках один раз на 1000 можно встретить область превышения поля над средним уровнем на 300—400%, а в кучево-дождевых облаках — на несколько тысяч процентов. Наибольшие неоднородности — в развивающихся и распадающихся грозовых облаках, наименьшие — в зрелой стадии развития облака. Как показали оценки при средних плотностях объемного заряда в грозовых облаках 1—10 эл.-ст. ед/м³ в неоднородностях могут возникать плотности, доходящие до сотен и даже тысяч эл.=ст. ед/м³.

Была проведена оценка времени существования зон неоднородностей в облаке, в предположении, что процессы, приведшие к образованию неоднородности, закончились, и что разрушается неоднородность за счет турбулентности в облаке (табл. 4).

Коэффициент турбу <i>л</i> ентного перемешивания	Размер зо- ны неодно- родности,	Время t с, плотност неоднор	в течение ко ъ объемного Одности меня	торого средняя заряда в зоне ется в <i>т</i> раз
в облаке, м²/с	м	<i>m</i> =2	<i>m==</i> 5	m=10
30	100	50	150	300
00	200	200	450	1000
100	100	40	75	125
100	200	75	125	300
				1

Таблица 4

Таким образом, в облаках слоистых форм время существования неоднородности не меньше ~ 20 мин, а в грозовых ~ 5 мин. Очевидно, что реальное время существования неоднородностей может быть больше.

Размеры зон неоднородностей и период их существования оказываются достаточными (см. табл. 2), чтобы сказаться на процессах укрупнения частиц в них. Представляется, что роль электрических неоднородностей в развитии облака заключается в том, чтов них капли быстро вырастают до размеров, превышающих критические, а затем разносятся по всему объему облака, вызывая появление осадков из него [5].

Изложенное показывает, что облака различных типов могут включать зоны с полями значительной напряженности. А это говорит за то, что при учете влияния электрических сил на процессы развития облаков необходимо учитывать не только средние значения напряженности электрического поля, зарядов частиц и т. д., но и их отклонения от средних значений. Большие, но достаточно вероятные отклонения электрических характеристик отсредних могут играть существенную роль в развитии облаков.

ЛИТЕРАТУРА

- Левин Л. М., Седунов Ю. С. Гравитационная коагуляция заряженных облачных частиц в турбулентной среде. Труды ИПГ, 1967, вып. 9.
 Красногорская Н. В. Расчет траекторий движения и эффективности столкновения частиц сравнимых размеров. Труды ИПГ, 1965, вып. 1, с. 51.
 Luan Phan Cong, Jordan Jan B. Fog droplets in electrostatic field. IEEE Trans. Geosci. Electron., 1969, v. 7, No. 4, р. 250.
 Вульфсон Н. И., Лактионов А. Г., Тулупов Б. И. Некоторые особенности структуры кучевых облаков. Изв. АН СССР, сер. «Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, с. 844.
 Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество-облаков. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 93.
- облаков. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 93.

В. П. КОЛОКОЛОВ

к происхождению электрического поля земли

Происхождение электрического поля земли до сих пор является одной из важнейших, до конца нерешенных проблем.

В настоящее время наиболее распространенной теорией электрического поля земли является теория шарового конденсатора, внутренней обкладкой которого служит отрицательно заряженная поверхность земли, а внешней — так называемый выравнивающий слой. Генератором, который непрерывно подзаряжает систему земля — атмосфера, по мнению многих исследователей, являются грозы.

Подтверждением грозовой теории считают тот факт, что наблюдается параллельность в суточном ходе градиента потенциала электрического поля атмосферы в ненарушенных условиях (над океанами и арктическими районами) (рис. 1 *a*) и величиной суммарной площади, занятой грозами на земном шаре [1] (рис. 1 *б*).

Однако оценка грозовой деятельности площадью, занятой грозами, не может служить удовлетворительным критерием. Единичная площадь, занятая грозами, например, в высоких широтах будет вносить, очевидно, меньший вклад в баланс токов системы земля — атмосфера, чем такая же площадь в низких широтах. Так, вычисленные величины токов над грозовой ячейкой по напряженности электрического поля и по средним значениям проводимости воздуха показывают, что эти токи над Европейской территорией СССР (ЕТС) в пределах 40—60° с. ш. [2] меньше значений, полученных в других районах земного шара Гишем и Уайтом [3] и Стерджисом, Кангасом и Рейном [4].

Представляется, что физически более обоснованным будет предположение о наличии связи между суточным ходом градиента потенциала электрического поля земли и числа молний на земном шаре. По числу молний в большей степени, чем по площади, занятой грозами, можно судить о наличии элементарного генератора, создающего ток зарядки сферического конденсатора, причем частота молний в какой-то мере позволяет оценить его мощность. Мы полагаем, как и Г. Долезалек [5], что число молний, генерируемых грозовой ячейкой, пропорционально току системы земля — выравнивающий слой, генерируемому этой же ячейкой. Из табл. 1, в которой приводятся сведения о числе разрядов, полученных при помощи счетчиков CIGRE¹ (модификации счетчика Пирса — Гоулда), регистрирующих преимущественно разряды на землю, и счетчиков ВМО (модификации счетчика Сулливана), регистрирующих суммарное число разрядов, следует, что число разрядов значительно изменяется в разных физико-географических условиях.

Таблица 1

Страна, где проводи- лись наблюдения	Период наб- людений, годы	Чи- сло лет	Число станций	Число раз- рядов (на 100 км ²) на одну стан- цию	Число дней с грозой на одну стан- цию	Число раз- рядов (на 100 км ²) на один день с грозой	Тип счет- чика
Швеция [11]	1958-1963	6	105	110	14,3	8	CIGRE
Норвегия [11]	1960-1963	4	90	38	8,5	4	
ФРГ [12] Бавария	1963—1966	4	38	370	25,8	14	
Шлезвиг-Гол- штейн	19631966	4	9	200	17,8	11	
Финляндия[13]	1966—1969	4	6	80	12,8	6	
Польша [14]	1966—1967	2	7	240	25,0	10	
ГДР [15]	1964—1965	2	2	180	20,0	9	
Индия (Западная Бенгалия) [16]	1 96 8	2	1	500	38,0	13	
ЧССР [17]	1968—1969	2	526 0	340	27,6	12	
СССР (Днепропет- ровская об- ласть)	1970	1	1	460			
Сингапур [18]	1960	4	3	8400	171	49	BMO
Англия [18]	1958—1965	7	4	280	18	18	
СССР (Воейково)	1966—1968	3	1	40 0	25	16	
Венгрия (Буда- пешт) [19]				350	20	18	

Число грозовых разрядов, полученное при помощи счетчиков молний в различных странах

Для того чтобы получить глобальные суточные вариации числа грозовых разрядов с целью их сравнения с суточным ходом градиента потенциала электрического поля земли, достаточно иметь карту мирового распределения числа грозовых разрядов.

Такие карты (годовая и по отдельным сезонам) были построены на основе климатологических карт числа дней с грозой [6, 7, 8].

Методика пересчета числа дней с грозой в число разрядов состояла в том, что по данным одновременных наблюдений за чис-

¹ Conference International des Grandes Reseaux Electriques.







1— Carnegie, 2— Maud; 6— суточный ход суммарной площади, занятой грозами; 1— земв— суточный ход числа грозовых разрядов; 1— среднее за год, 2— март— август, 3— сенза год, 2— май— июль, 3— февраль— апрель, 4— август— сентябрь, 5— ноябрь— январь; 1— май— июль, 2— февраль— апрель, август— сентябрь, 3— ноябрь— январь.

лом разрядов и числом дней с грозой в географических пунктах, типичных по своим физико-географическим условиям, находилась зависимость вида $N = aT^b$, где N — число разрядов, T — число дней с грозой, a, b — постоянные, причем 1 < b < 2.

Нелинейный характер изменений функции N = f(T) объясняется тем, что в областях с большим количеством дней с грозой наблюдается более высокая активность, оцениваемая числом молний.

В районах с более высокой грозовой активностью увеличивается вероятность неоднократного появления гроз в течение суток, а главное в этих районах возрастает продолжительность гроз. Так, например, средняя продолжительность гроз для ЕТС составляет 1,4 ч [7, 9], а в тропиках колеблется от 3 до 8 ч [10].

При проведении работы предполагалось, что между числом разрядов и числом дней с грозой существует тесная связь. Эта связь может носить лишь корреляционный характер.

Для территории СССР зависимость числа молниевых разрядов (годовых сумм) от числа дней с грозой аппроксимируется простым выражением вида $N=3,6\cdot T^{1,3}$, где N — число разрядов на площадь 100 км².

При построении мировых карт числа разрядов, кроме данных, полученных на территории СССР, были использованы аналогичные данные для других районов земного шара (Хорнер [18], Пополанский [13, 17], Брукс [20] и др. [14, 19, 21]), полученные при помощи счетчиков CIGRE и ВМО (табл. 2).

Число внутриоблачных разрядов определялось по формуле, приведенной в работе Пирса [22].

По картам, на которых было представлено среднее годовое число грозовых разрядов, находилось их число по часовым поясам. Для этого подечитывалось число разрядов в площади сегмента, расположенного от северного до южного полюса и ограниченного меридианами, разнесенными на 30°.

Затем с учетом суточного хода вероятности появления числа грозовых разрядов над сушей (полагая, что над океанами грозовая деятельность равномерно распределена в течение суток) была получена суточная вариация числа грозовых разрядов для земного шара.

Модель графика суточного хода была построена по суточному ходу числа грозовых разрядов, полученному за летний сезон на ЕТС (данные ряда пунктов — Воейкова, Одессы, Свердловска осреднялись за сезон) при помощи широкополосных счетчиков конструкции ГГО.

Сравнение нашей модели суточного хода числа грозовых разрядов с суточным ходом, полученным в Прибайкалье, а также в Индии и Республике Танзания (Экваториальная Африка) показало, что они подобны.

В принятой модели было найдено процентное отношение числа грозовых разрядов для каждого часа суток. При помощи этого числа (оно, естественно, меньше единицы) для каждого

часа суток находилось суммарное число разрядов в каждом сег-менте:

Складывая числа разрядов всех сегментов для одних и тех же временных интервалов, отсчитываемых по единому мировому времени (гринвичскому), был получен суточный ход числа грозовых разрядов на земном шаре.

Из рассмотрения кривых, представленных на рис. 1 *a*, *в* можнозаметить, что между ними имеется сходство.

В работе [5] обращается внимание на то обстоятельство, что при сокращении временных интервалов наблюдений за числом гроз — при переходе от годовых к квартальным временным интервалам (сезонам) — корреляция между числом гроз и суточным ходом градиента потенциала электрического поля атмосферы теряется. На рис. 1 г. д представлены суточный ход числа гроз, дей-

Таблица 2

	Чи	сло разрядов,	, N		Чи	сло разрядов	, <i>N</i>
Число днейс Грозой Т	по данным счетчиков CIGRE	по данным счетчиков ГГО (I В/м)	по числу ударов мол- ний в ли- нии элек- тропередач и др.	Число дней с грозой Т	по данным счетчиков CIGRE	по данным счетчиков ГГО (I В/м)	по числу ударов мол- ний в ли- нии элек- тропередач и др.
2	4		12	40	491	360	614
4	13		27	50	603	475	830
6	26	.34	47	60	720	600	1110
· · 8 .	44	48	75	. 80 -	945	·	·
10	65	65	93	100	1162	-	1300
15	131	110	157	120	1385	—	1560
20	218	150	215	150	1700	- I	1950
25	315	20 0	320	180	· _		2340
30	374	250	416	200	2240		2600
	1.1.1	1	۱ I	9	1	1	1

Число разрядов на землю на 100 км², полученное различными счетчиками, в зависимости от числа дней с грозой

ствующих на земном шаре в различные сезоны, и суточные вариации электрического поля атмосферы над океанами. Из сравнения этих рисунков видно, что если унитарная вариация электрического поля в общих чертах сохраняет свою форму, то суточные вариации числа гроз на земном шаре сильно изменяются в зависимости от сезона.

Полученные данные показывают, что кривые суточного хода суммарного числа грозовых разрядов за теплый (март — август) и холодный (сентябрь — февраль) периоды для северного полушария (см. рис. 1 в) не меняют своей формы и что при сравнении унитарной вариации поля за отдельные сезоны и соответствуючих изменений числа разрядов параллельность в суточном ходе между ними соблюдается очень четко. Это служит еще одним аргументом в пользу грозового происхождения электрического поля земли. Однако этот вывод не снимает некоторых трудностей, существующих в грозовой теории происхождения электрического поле земли, к которым можно отнести, например, отсутствие параллельности между годовым ходом градиента потенциала и числа молниевых разрядов на землю.

Вышеизложенное позволяет заключить, что в суточном ходе градиента потенциала электрического поля земли и числа грозовых разрядов наблюдается параллельность как в средних годовых, так и в сезонных данных. Поскольку предположение о наличии связи суточного хода градиента потенциала электрического поля земли и числа гроз является физически более обоснованным, чем предположение о связи градиента потенциала и площади, занятой грозами (или числом гроз), то полученные результаты являются новым, более аргументированным доказательством существования тесной связи между электрическим полем земли и грозовой деятельностью.

ЛИТЕРАТУРА

- **1.** Whipple J. W. On the association of the diurnal variation of electric potential gradient in fine weather with the distribution of thunderstorms overs the
- globe.—Quart. J. of the Royal Meteor. Soc., 1929, v. 55, No. 1.
 2. Имянитов И. М., Шварц Я. М. Электрические токи над грозовыми облаками.—Труды ГГО, 1967, вып. 204.
 3. Gich O. H., Wait G. R. Thunderstorms and the earth's general electrifica-
- tion .-- J. Geophys. Res. 1950, v. 55, No. 4, p. 473.
- 4. Stergis C. C., Rein C. C., Kandas T. Electric field measurements above thunderstorms. — J. Atm. Terr. Phys. 1957, v. 11, No. 2, p. 87. -5. Dolezalek H. Discussion of an Atmospheric Electricity Ten-Year Program,
- 1967.
- 6. Колоколов В. П. Методика составления карт грозовых разрядов. Труды ГГО, 1965, вып. 177. 7. Колоколов В. П. Грозовая деятельность по данным инструментальных
- наблюдений. Труды ГГО, 1969, вып. 225.
- 8. Колоколов В. П. О характеристиках глобального распределения грозовой деятельности.—«Метеорология и гидрология», 1969, № 11.
- 9. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередач. Грозовая деятельность на территории СССР. Труды ВНИИЭ, 1964, т. 3, вып. 19.
- 40. Visvanatan T. R., Faria I. F. A climatological study of thunderstorms at Bombay Airport .- Ind. J. Meteor. Geophys. 1962, v. 13, No. 3.
- 11. Müller-Hillebrand D., Johansen D., Saraoja E. Lightningcoun-
- 11. In the second sec
- Flaahes Recorded by means of CIGRE Lightning Flash Counter according to Observations in Czechoslovakia and Finland .- Studia Geophys. et geodetica. Praha, 1972, No. 1.
- 14. Manh D., Michnowaki S. Some results of lightning frequency investigation in Poland during 1966-1967.- Acta Geophys. Polonica, 1969, v. 17, No. 2.
- 45. Табличные материалы за период МГСС. — Международный Центр данных, Москва, 1964-1965.

16

- 16. Datta M., Mukherjce S. Recording of lightning storm in West Bengalia.-
- J. Inst. (India) Elect., Eng., 1970, 51, No. 4, pt. 2, pp. 75-83. 17. Popolansky F. Report of the Lightning flash counter measurement in Czechoslovakia for 1968 and Lightning season. CIGRE SC 33-70 (WQ. 01-TF-01), 1970.
- 18. Horner F. Analysis of data from lightning flash counters.— Proc. IEE, 1967, v. 114, No. 7. 19. Ventura Eduard. A villàsi energiàval.— Jdòjaràs, 1969, v. 73, No. 3. 20. Brooks C. E. P. Climate in every day life. London, 1950. 21. Müller-Hillebrand D. Lightning counters.— Arkiv Geofys., 1963,

- Bd. 4, Nr. 11. 22. Pierce E. T. Latitudinal Variation of Lightning Parameters.— J. Appl. Me-teor., 1970, v. 9. No. 1.

the states of the states

3

Ленниградский Гидрометеоро..оги лий ин-т **БИБЛИОТЕНА** Л-д 195196 Малсохтинский пр., 98

.;

Л. Г. МАХОТКИН. Б. К. ИНЬКОВ, Т. В. ЛОБОДИН

ИССЛЕДОВАНИЕ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ РАДИОТЕХНИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Сила грозовых разрядов так велика, что создаваемые ими атмосферные помехи регистрировались уже первым радиоприемником, появившимся в конце прошлого века. В начале нашего века дальность приема атмосфериков с помощью вполне доступных тогда средств возросла до многих тысяч километров. Поэтому для наблюдений за атмосфериками не требовалось применять особенно сложную, громоздкую и дорогостоящую аппаратуру или строить капитальные сооружения. Вся сложность проблемы использования атмосфериков для характеристики грозовой активности заключалась в разработке простых методов наблюдений и анализа данных, пригодных для охвата огромного диапазона расстояний. Этот диапазон целесообразно разбить на части по порядку предельных расстояний (примерно до 10, 10², 10³ и 10⁴ км).

При наблюдениях за грозами, проходящими на очень малых (примерно до 10 км) расстояниях от пункта, достаточно регистрировать общее число разрядов и число разрядов на землю. В случае необходимости инструментальные данные могут быть дополнены данными визуальных наблюдений за типом разрядов и отдельными молниями, расстояния до которых легко определить по времени между вспышкой и громом. Увеличивая размеры охватываемой области до 100—300 км (малые расстояния), 1000— 3000 км (средние расстояния) и 6000—10 000 км (большие расстояния), необходимо, в первую очередь, находить местоположение грозовых очагов. Данные о расстояниях до грозовых очагов могут потребоваться для определения их активности. Общее число атмосфериков, принятых за достаточно длительный промежуток времени, используется в комбинации с другими параметрами для характеристики среднего уровня грозовой активности.

В настоящее время имеется достаточно обширная литература по методике наблюдений за атмосфериками и анализу полученных данных. Результаты проведенных исследований обобщены в ряде опубликованных обзорных докладов и в специальной монографии о радиотехнических методах определения местоположения гроз. вышедшей в 1966 г. [1]. Эта монография теперь уже устарела, так как последнее десятилетие отличалось от 30, 40 и 50-х годов интенсивным развитием новых направлений в области наблюдений за атмосфериками. Методы пеленгования грозовых очагов сетью пунктов, разработанные до 1930 г. и ставшие потом привычными и традиционными, сохранялись без каких-либо принципиальных изменений в течение нескольких десятков лет. За это время выяснилось, что обычные методы пеленгования гроз. на средних расстояниях не дают в ряде случаев достаточно эффективных результатов, а для локализации далеких грозовых очагов многопунктные сетевые методы вообще непригодны. Для решения проблемы локализации далеких очагов требовалось разработать методику оценки расстояния по данным наблюдений в одном пункте, так как одна координата (азимут очага) определяется с помощью радиопеленгатора достаточно легко. Регулярные наблюдения за далекими грозовыми очагами представляют значительный научный интерес и важны для некоторых практических приложений, поэтому в разных странах в течение длительного времени делались многочисленные попытки разработать удобный дальномерный метод.

Однако даже в период написания монографии [1] не были видны реальные пути подхода к успешному решению этой задачи. Надежды на возможность ее решения исчезали до тех пор, пока не было замечено, что традиционные привычки искусственно ограничивают круг наблюдений.

Для правильной работы пеленгатора атмосфериков необходима идентичная настройка его приемников прямого усиления на одинаковую частоту. При настройке двух приемников на различные частоты (так, чтобы полосы пропускания имели одинаковую ширину) пеленгатор обращается в фазометр. С помощью такого фазометра можно измерить разность фаз двух спектральных составляющих атмосферика на кратных частотах f_1 , f_2 , выбирая практически наиболее простое соотношение между ними $f_2=2f_1$ [2,3]. Разность фаз в отличие от амплитудных параметров атмосферика линейно изменяется в широком диапазоне расстояний до грозового разряда. Изменение разности фаз вызвано неравенством фазовых скоростей радиоволн на различных частотах сверхдлинноволнового диапазона.

Теоретическому и экспериментальному исследованию частотной зависимости фазовой скорости радиоволн в волноводе земля — ионосфера было посвящено много работ, рассмотренных в частности в работах [4, 5]. Недавно было показано, что данные об изменении фазовой скорости v(f), полученные в результате различных теоретических расчетов, выполненных большей частью на ЭВМ, могут быть представлены очень простой формулой, не снижающей их реальной точности в наиболее интересном интервале частот (примерно от 5 до 20 кГц) [6, 7]. С помощью этой формулы легко получается удобное приближенное выражение для фа-

зы каждой гармоники атмосферика $\varphi(f, R)$, если ограничиться только двумя первыми членами разложения функции $[v(f)]^{-1}$ в ряд и опустить множитель, близкий к единице. По определению

$$\varphi(f, R) = 2\pi ft + \varphi(f, 0) + \frac{2\pi R}{\lambda(f)}, \qquad (1)$$

где R — расстояние, t — время, $\phi(f, 0)$ — начальная фаза (влияюшая только на выбор начальной точки шкалы), $\lambda(f) = [v(f)]/f$ длина волны. Подставляя в формулу (1) первые члены разложения $[v(f)]^{-1}$, получим

$$\varphi(f, R) \approx 2\pi ft + \varphi(f, 0) + \frac{2\pi R}{c} \left(f - \frac{b'}{2f} \right), \qquad (2)$$

где c — скорость света, $b' \approx (f_c)^2$, f_c — критическая частота волновода земля — ионосфера. Измеряемая величина $\Lambda^* \omega$, называемая обычно разностью фаз, не должна зависеть от времени t, поэтому при $f_2 = 2f$, $f_1 = f$ она определяется соотношением $\Delta^* \varphi = \varphi(2f, R)$. $-2\varphi(f, R)$. При наблюдениях за атмосфериками непосредственно отсчитывается угол $\Delta \phi = 0.5 \Delta^* \phi$, так как развертка производится с частотой f, а частота 2f используется для запирания луча [2].

Результаты предварительных наблюдений показали, что величина $\Delta \phi$ неоднозначно связана с R, так как изменяется на целый цикл при слишком малом изменении расстояния [8]. Поэтому для регулярных однопунктных наблюдений потребовалось использовать сразу два фазометра, приемники которых были настроены на близкие пары частот $f, 2f, 2(f+\delta)$ и $(f+\delta)$ [2]. При подходящем выборе f и \delta по средним значениям разности двух одновременных отсчетов ($\Delta_1 \phi - \Delta_2 \phi$) получается достаточно определенная оценка удаленности грозовых очагов. Для оценки максимальной длины интервала L, в пределах которого не повторяются одинаковые значения ($\Delta_1 \phi - \Delta_2 \phi$), можно воспользоваться формулой (2). Согласно принятому условию и способу индикации углов при изменении расстояния от 0 до L разность ($\Delta_1 \phi - \Delta_2 \phi$) изменяется на л. Кроме того, по определению

$$\Delta_{1} \varphi = 0.5[\varphi(2f, R) - 2\varphi(f, R)];$$

$$\Delta_{2} \varphi = 0.5[\varphi(2f + 2\delta, R) - 2\varphi(f + \delta, R)].$$

Следовательно,

an Chatal Alternation and

 $[\varphi(2f, L) - 2\varphi(f, L)] - [\varphi(2f, 0) - 2\varphi(f, 0)] - [\varphi(2f + 2\delta, L) - \varphi(f, 0)]$ $-2\varphi(f+\delta, L)] + [\varphi(2f+2\delta, 0) - 2\varphi(f+\delta, 0)] = 2\pi.$ (3)

Подставляя в уравнение (3) соответствующие значения ф по формуле (2), легко найдем приближенное выражение для искомой величины L км, если брать f и δ в к Γ ц, b' в (к Γ ц)², c= =300 км/мс

$$L \approx rac{4cf(f+\delta)}{3b'\,\delta}.$$

(4)

Например, L≈18500 км при f=6.4 кГп. δ=0.7 кГп. b'=1.4. Практически значение L≈18000 км было определено сначала экспериментально в результате сопоставления данных однопунктных наблюдений с метеорологическими данными, так что расчет только подтвердил сделанную раньше оценку. Определение величины L необходимо не только для выбора рабочих частот, но и для перевода разности отсчетов по индикаторам в расстояние до очага $R = \frac{(\Delta_1 - \Delta_2) L}{100} + R_0$, где R_0 — некоторая постоянная величина. Не-180 сколько позднее для упрошения наблюдения в комплект однопунктной установки был включен третий фазометр, приемники которого настроены на частоты б и 26 [9]. На входных сопротивлениях этого фазометра, зашунтированных диодами. складываются сигналы, снимаемые с выхода приемников основных фазометров. настроенных на частоты f, $(f+\delta)$ и 2f, $2(f+\delta)$. Для проведения однопунктных наблюдений при наличии трех фазометров требуются два наблюдателя, один делает отсчеты по пеленгатору. второй — по фазометру, получая сразу величину (Δ_1 — Δ_2). Результаты анализа проведенных измерений указывают на достаточную устойчивость переводного множителя фазометра и отсутст-

вие заметных суточных и сезонных колебаний. Регулярные однопунктные наблюдения с обработкой данных и составлением карты после каждого сеанса были начаты в конце 1965 г. Полученные материалы использовались в ряде опубликованных статей для характеристики грозовой активности в различных районах [10, 11, 12], оценка которой может быть расширена и уточнена по данным наблюдений за ряд лет. При наличии данных о расстояниях до грозовых очагов появляется возможность определения общего числа разрядов на большой площади. Наконец, на основании эпизодического просмотра прогностических карт особых явлений, передаваемых по международной программе метеослужбами разных стран, можно допустить, что данные однопунктных наблюдений будут представлять некоторый интерес для оперативного обслуживания.

Другой вариант фазового метода определения расстояния до грозовых очагов был предложен совершенно независимо и несколько раньше Волландом и Хейдтом [13]. Аппаратура, разработанная Хейдтом и изготовленная в нескольких экземплярах, отличается полной автоматизацией измерений с применением фотографической регистрации данных. Однако при интерпретации результатов своих измерений Хейдт и его сотрудники столкнулись с серьезными затруднениями и начали использовать полученные данные для характеристики условий распространения радиоволн. В [14] приведены предварительные примеры локализации далеких грозовых очагов, не имеющие самостоятельного значения. В качестве непосредственно измеряемого фазового параметра Волланд и Хейдт выбрали величину $\Delta^2 \varphi = \varphi(f + \delta, R) - 2 \varphi(f, R) + + \varphi(f - \delta, R)$.

Для характеристики зависимости этой величины от расстоя-

ния R удобнее всего вычислить длину пути L^* , при прохождении которого $\Delta^2 \varphi$ изменяется на 360° (или 2π). Величина L^* вычисляется элементарно, если воспользоваться формулой (2). Поэтому можно сразу написать результат

$$L^* \approx \frac{cf(f^2 - \delta^2)}{b' \, \delta^2}.$$
 (5)

Согласно оценкам соотношения f и δ , сделанным по формуле (5) при $L^* \simeq 15 \div 20$ тыс. км, боковые частоты $(f+\delta)$ и $(f-\delta)$ должны быть раздвинуты довольно значительно. Из-за отсутствия пары достаточно близких частот случайные вариации измеряемых величин могут вызвать, вероятно, появление некоторых дополнительных погрешностей. Излишнее увеличение автоматикой при работе с атмосфериками, крайне нестабильными по амплитуде и по интервалам между импульсами, может также явиться причиной возрастания ошибок и, кроме того, не позволяет отбраковывать искаженные импульсы.

Фазовые соотношения, с одной стороны, могут служить физической основой метода, без применения которого невозможно решить поставленную задачу, и, с другой стороны, могут использоваться в качестве технического приема. Первый вывол относится к решению рассмотренной выше основной задачи о локализации далеких грозовых очагов. Второй вывод связан с вопросом о выборе наиболее рациональной методики наблюдений в пределах средних и даже малых расстояний. Применение фазовых пеленгаторов Ерухимовича [1] и фазовых методов регистрации азимутов [15, 16] может, вероятно, значительно повысить эффективность наблюдений, проводимых в отдельных пунктах. Например, при использовании пеленгатора Ерухимовича можно легко получить на одном индикаторе как азимут, так и простейшую фазовую характеристику. Фазовые пеленгаторы имеют также то преимущество, что их показания не искажаются при изменении усиления одного из парных приемников.

С помощью простых методов, используемых для наблюдений за близкими грозовыми очагами (расположенными в той зоне, где молнии находятся хотя бы частично над горизонтом пункта наблюдений), можно достаточно легко получить исходные данные для характеристики местной грозовой активности. Особенно трудные задачи, для решения которых нужно найти специальные параметры и способы их измерения, не встречаются при разработке методики наблюдений за ближними очагами. На малых расстояниях от разряда атмосферики имеют достаточно большую амплитуду, поэтому усиливать принимаемые импульсы приходится лишь для компенсации потерь во входных цепях счетчиков молний. Короткие антенны не имеют резко выраженных особенностей, поэтому выбор типа антенны для счетчиков определяется преимушественно практическими соображениями (простотой, удобством изготовления и установки). Для обеспечения сравнимости результатов наблюдений выгоднее применять рамочные антенны, но

вследствие малой эффективной высоты рамок приходится дополнительно усиливать принятые импульсы. В соответствии с простотой операции, выполняемых счетчиками, при выборе оптимального варианта отдается предпочтение максимально простым и надежным схемам с автономным электропитанием, которые могут быть сделаны на полупроводниковых приборах. Более сложные схемы могут применяться только в счетчиках, предназначенных для выполнения важной дополнительной операции — выбора разрядов определенных типов (на землю). Пока еще нет приборов, обеспечивающих строгое выполнение этой операции. Возможно, что разряды на землю удобнее регистрировать по импульсам земных токов, возникающим при ударах молний [17].

С помощью доступных технических средств регистрация близких атмосфериков (хотя бы в простейшем варианте) может быть осуществлена очень легко. Однако вследствие большой изменчивости силы разрядов счетчики не могут регистрировать все молнии внутри выбранного круга, не отмечая при этом ни одной молнии за его пределами. Поэтому основные затруднения, очевидно, явившиеся в прошлом причиной прекращения наблюдений, были связаны с необходимостью определенной интерпретации исходных данных. Для получения конкретных результатов (характеризующих грозовую активность средним числом разрядов на единицу площади) потребовалось разработать методику определения пересчетных коэффициентов, основанную на использовании общих статистических закономерностей [18, 19].

Оперативная информация о наличии и местоположении близких грозовых очагов имеет большое практическое значение, поэтому особое внимание уделялось разработке приборов, предназначенных для получения таких данных. Достаточная оперативность может быть обеспечена только при однопунктных наблюдениях, когда одновременно определяются азимут и расстояние до грозового очага. Разработанные приборы состоят из двух блоков (обычного пеленгатора атмосфериков и амплитудного анализатора). Амплитудный метод, позволяющий получить оценку логарифма расстояния до близких грозовых очагов (пользуясь градациями, возрастающими примерно в геометрической прогрессии со знаменателем 2) [20], был выбран вследствие его простоты и надежности. Как показывают результаты анализа проведенных наблюдений [21, 22], такие приборы отвечают поставленным требованиям и могут найти широкое практическое применение.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. М., «Наука», 1966.
- 2. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения далеких грозовых очагов из одного пункта.—«Метеорология и гидрология», 1967, № 4, с. 102—105.
- 3. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Однопунктные методы наблюдений за грозовыми очагами.— Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 32—36.

- 4. Альперт Я. Л., Гусева Э. Г., Флигель Д. С. Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе Земля — ионосфера. М., «Наука», 1967.
- 5. Орлов А. Б., Азарнин Г. В. Основные закономерности распространения сигналов СДВ — диапазона в волноводном канале Земля — ионосфера. — В сб.: «Проблемы дифракции и распространения волн», вып. 10, Л., изд. ЛГУ, 1970.
- 6. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Сравнение и анализ расчетных данных о фазовых скоростях электромагнитных волн и волноводе Земля — ионосфера. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 136—152.
- 7. Махоткина Е. Л. О зависимости фазовых скоростей от направления распространения колебаний в волноводе Земля — ионосфера. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 153—157.
- 8. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Использование атмосфериков для получения геофизической информации. Труды ГГО, 1969, вып. 242 с. 130-142.
- 9. Зачек З. В., Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Расположение источников атмосфериков на снимке Земли, сделанном с высоты 90 000 км.-Труды ГГО, 1970, вып. 253 с. 133—135.
- 10. Иньков Б. К. Грозовая активность в северной половине Атлантического океана по наблюдениям в 1966 г.— Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 59—64. 11. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. О связи источников атмосфериков
- с географическими факторами (на примере Аравийского полуострова). Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 55—58.
- 12. Иньков Б. К. Результаты выборочного сопоставления материалов наблюдений за далекими грозовыми очагами со спутниковыми данными. Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 6-8.
- Heydt G., Volland H. Long-rang detection of thunderstorm. Controller, 1965, v. 4, No. 2, pp. 35-36.
- 14. Frisius J., Heydt G., Harth W. Observations of parameters characterizing of VLF atmospherics activity as functions of the azimuth.— J. Atm. Terr. Phys., 1970, v. 32, No. 8, pp. 1403–1422. 15. H e y d t G, Messung der Verteilung der spektalen Amplituden von Atmospherics
- unter Berücksichtigung des Einfallswinkels.- Intern. Elektr. Rundschau, 1964, Bd. 18, Nr. 12, ss. 680-682. 16. Grubb R. N. A digital data collection system for traansient waveforms in the
- 1 to 100 kHz band its application to study of atmospherics. Conf. on MF, LF and VLF propagation, 339-345, IEE publication, London, 1967.
- 17. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. М., «Недра», 1968.
- 18. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозовых разрядов.— Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 39—47. 19. Махоткин Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфери-
- ков.— Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 142—150.
- 20. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 58-64.
- 21. Лободин Т. В., Лыдзар П. С. К работе установки для определения местоположения близких грозовых очагов. — Труды ГГО, 1968, вып. 225, c. 30—34.
- 22. Лободин Т. В. и др. Экспериментальная проверка работы пеленгатора близких гроз. — Труды ГГО, 1967, вып. 204, с. 84—91.

В. Я. НИКАНДРОВ[,]

ОБ ОДНОМ МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗАРЯДОВ В ОБЛАКЕ

Центральным в дискуссии о природе грозового электричества остается вопрос, каким образом некоторые облака накапливают заряд одной полярности в одном объеме, а противоположной в другом. В теории грозового электричества выделяются два основных механизма образования зарядов в облаках. Во-первых, механизм присоединения ионов, образовавшихся под влиянием космических лучей и радиоактивности, к аэрозолям и гидрометеорам. Во-вторых, механизм электризации последних в некоторых процессах их фазовых и микроструктурных преобразований с участием или без участия примесей. Первый из этих механизмов. вероятно, является как бы фоновым, т. е. обеспечивающим более стабильное и глобальное распространение электризации атмосферы земли. Второй механизм проявляется более регионально, нозато и более интенсивно, тогда, когда метеорологические условия оказываются достаточно благоприятными для образования облаков большой мошности и осадков.

В настоящей статье рассматривается один из возможных вариантов второго механизма, особенностью которого являются однопричинность и непрерывность микро- и макропроцессов разделения электрических зарядов в мощных конвективных облаках.

В основу этого рассмотрения положен анализ развития процесса кристаллизации облачной капли, образовавшейся на растворимом ядре конденсации. Как известно, даже самые крупные облачные капли не являются бесконечно слабыми растворами солей, входящих в состав ядер конденсации. Обычно принимается, что в одном грамме облачной воды содержится в среднем 10⁻⁶ грамма этих солей. Продукты диссоциации этих солей — анионы и катионы, — окруженные гидратными оболочками, содержатся в каплях при нормальном состоянии раствора в эквивалентных соотношениях. В процессе кристаллизации таких капель могут быть временные нарушения эквивалентности анионов и катионов с вытекающими отсюда следствиями относительно электрического состояния облачных капель [3]. На рис. 1 приведена диаграмма состояния облачных капель (водных растворов соли NaCl), характеризующая процесс их кристаллизации. Нижней границе диаграммы соответствует нулевая изотерма в облаке, а верхней — изолиния температуры воздуха, соответствующая температуре эвтектической точки данного раствора ($t_{\text{эвт}}$). Область (n+p) соответствует наличию в капле кристалликов льда и раствора одновременно, область (p) — наличию только раствора, область (c+p) — одновременному наличию кристаллов соли и раствора. Расположение указанных областей определяется соотношением температуры и концентрации соли в водном ее растворе. Область (c+p) почти прямолинейно отграничи-



Рис. 1. Диаграмма состояния капель водных растворов соли NaCl.

вается от области (р), причем эта граница фиксируется на очень малом диапазоне концентраций, а область (n+p) отграничена от области (р) наклонной линией. Это указывает на большую зависимость процесса кристаллизации капель в области (n+p) от изменения соотношения количества воды и соли при различных температурах. Область (n+p) представляет собой состояние, при котором по мере понижения температуры (что для атмосферы может быть равнозначным изменению ее вертикальной протяженности) происходит выделение из раствора кристаллов льда с установлением собственной взаимной ориентации молекул H₂O и отходом от ориентации на ионы. При этом в остатке раствора внутри капли повышается концентрация соли, а с поверхности кристаллизующейся капли в окружающую среду выталкиваются расположенные здесь диссоциированные частицы соли [4, 5].

Наличие разницы в подвижностях анионов и катионов (рис. 2) или (что то же самое) в диффузионных свойствах приводит к несимметричному распределению их в капле и поэтому к неэквивалентному отсоединению. В результате этого, в капле будет нарушаться парность ионов, т. е. может появиться превышение числа ионов одного знака над числом ионов другого знака. Капля оказывается заряженной.

По мере увеличения высоты, а значит и понижения температуры область (л+р) расширяется, а область (р) сужается, т. е. происходит увеличение в капле объема, занимаельдом, и уменьшение мого объема, занимаемого раствором, с увеличением в нем концентрации соли. Отрицательные ионы (С1-), высвободившиеся с поверхности кристаллизующейся капли в окружающую среду, представляют собой мельчайшие капельки воды --- комплексы молекул, ориентированных при объединении на ион. При наличии восходящих потоков воздуха эти частицы, заряженные отрицательно, устремляются вверх, заполняя средний объем облака, а сами положительно заряженные капли под влиянием силы тяжести будут опускаться или оставаться BO взвешенном состоянии на этом



Рис. 2. Подвижность ионов Na+ и Clв водном растворе.

же уровне. Так появляются условия для первой стадии макроскопического разделения зарядов. В слое вблизи нулевой изотермы будут преобладать положительные заряды, в среднем слое электризуемой части облака — отрицательные заряды. Наряду с отделившимися мельчайшими капельками средний слой облака будет заполнен и поднимающимися из более низких слоев мелкими еще нейтральными каплями, имеющими большую концентрацию соли и поэтому способными высвобождать ионы лишь при более низких температурах кристаллизации. Процессы отделения ионов от них и адсорбция ионов, ранее образовавшихся в более низких слоях, будут осуществляться равновесно. Поэтому здесь в среднем слое сохранится преобладание отрицательных зарядов. Из рис. 2 видно, что с понижением температуры абсолютная подвижность как ионов Na⁺, так и ионов Cl⁻ уменьшается, до-

ходя для ионов Na⁺ при приближении к высоте, соответствующей

 $t_{\rm 9BT}$, до нуля. Отношение величин подвижностей для ионов Cl⁻ и Na⁺ при этом существенно увеличивается. Поэтому при приближении к верхней границе электризующейся части облака бо́льшая часть капель, достигших этой высоты и уже выделивших некоторое количество ионов Cl⁻, перейдет за линию эвтектики с избытком ионов Na⁺.

Здесь область (р) оказывается суженой до предела и концентрация оставшегося раствора становится равной концентрации области (с+р). В результате в этих условиях резко интенсифицируется процесс образования в каплях теперь уже кристаллов соли. Для полного осуществления данного процесса требуется соответствие количества анионов и катионов. По указанной причине на этом конечном этапе замерзания капли происходит процесс бурного освобождения ее от избыточных катионов. Поскольку избыточные катионы рассредоточены по всему объему кристаллизующейся частицы, постольку явление их высвобождения в окружающую среду происходит с существенной объемной деформацией капли, обеспечивающей получение нормальной структуры кри-

	Вещество ядер кон- денсации	Нкм	t t	_{эвт} °С
T	CuCl2	7	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	-40,0
	MgCl ₂	6	++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	-36,6
зонго	Nal	5	$\begin{array}{c} + + + + + + + + + + + + + + + + + + +$	
uň n		4	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	- 30,0
нха	NaCl	3,5	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	-21,2
- - Be	KCL	2		-11,4
		1		
CHUŨ VHOC IaCL,				
19112, 12			+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +	үл ев ая терма

Рис. 3. Схема распределения знаков зарядов в грозовом облаке при неоднородном составе ядер конденсации.

сталлов соли, входящих в состав эвтектики. Эта деформация сопровождается выбросом из массы замерзающей капли осколков с включением в них избыточных ионов Na⁺. Капли, не полностью освободившиеся от излишков катионов, образуя эвтектику с теми или иными структурными дефектами, так же сохранят положительный заряд. В результате в облаке на этой высоте появятся

Nal Cul большие массы положительно заряженных облачных частиц. Таким образом осуществляется второй этап макроразделения электрических зарядов — образование слоя с преобладанием положительных зарядов, расположенного над средним слоем с преобладанием отрицательных зарядов. При этом объем облака с вертикальной протяженностью от слоя у нулевой изотермы, до изотермы, соответствующей эвтектической температуры раствора вещества данного вида ядер конденсации, оказывается своеобразным генератором грозы.

Вертикальная протяженность такого генератора грозы может быть определена следующим образом:

$$H = (t_{\mathfrak{s}\mathfrak{B}\mathfrak{T}} - 0^\circ)/\gamma,$$

где у — вертикальный градиент температуры.

Вышеприведенный анализ процесса замерзания облачной капли относился к ядру конденсации одного вещества — NaCI. Но в составе атмосферных ядер конденсации имеются и другие растворимые в воде вещества. К ним относятся, например, KCl, NaI, MgCl₂, CuCl₂ и некоторые другие. Температуры их эвтектических точек, приведенные в таблице, различны. Здесь приведены и вертикальные протяженности тех частей мощных конвективных облаков, в которых происходит генерирование электрических зарядов, так называемых «грозовых генераторов». На рис. 3 показана схема возможного распределения в облаке по вертикали зарядов при неоднородном составе ядер конденсации.

Эта схема в первом приближении дает наглядное представление о формировании облачного электрического генератора с макрораспределением в облаке зарядов разных знаков в условиях реальной атмосферы. Схема эта не идет в разрез с данными натурных исследований.

Дальнейшие работы в этом направлении позволят выяснить энергетические характеристики, необходимые для оценки грозового состояния и определения путей воздействия на грозу. Таблица

Вертикальная протяженность грозового генератора

Ядро	ĸ	онд	ен	cau	ии	t _{эвт} °С	<i>H</i> км при γ=6°С/км
 КСІ.		<u> </u>				-11,4	2
NaCl						-21,2	3,5
Nal .							5
$MgCl_2$						36,6	6
$CuCl_2$		•				—40,0	7

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Френкель М. Теория явлений атмосферного электричества. М., Гостехиздат, 1949.
- 2. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков Л. Гидрометеоиздат, 1971.
- 3. Никандров В. Я. К вопросу о заряде частиц облаков и туманов. Труды ГГО, 1956, вып. 57.

- 4. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., изд-во АН СССР, 1955.
- Шахпоронов М. И. Введение в молекулярную теорию раствора. М., Гостехиздат, 1956.
 Проблема атмосферного электричества. Под ред. Я. М. Шварца. Л., Гид-
- Проблема атмосферного электричества. Под ред. Я. М. Шварца. Л., Гидрометеонздат, 1969.

Л. Л. БРАГИНСКАЯ, Л. М. ПСАЛОМЩИКОВА, Я. М. ШВАРЦ

О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ ЧАСОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ

Введение. Градиент потенциала Е электрического поля атмосферы, характеризующий наряду с другими элементами атмосферного электричества электрический режим в приземном слое атмосферы, измеряется на сети, состоящей из ряда пунктов. Производится непрерывная запись Е, по которой определяются среднечасовые значения Е, являющиеся исходным материалом для дальнейшей обработки результатов наблюдений. В ближайшее пятилетие произойдет автоматизация наблюдений, которая потребует перехода от непрерывных измерений к дискретным. Естественножелание определить заранее минимальное количество дискретных отсчетов, которое потребуется для получения среднечасовых значений Е с заданной погрешностью. Разработанная в последнее время методика [1, 2, 5] позволяет корректно решить эту задачу. если известна временная статистическая структура измеряемогоэлемента. Однако сведений о структуре Е не имелось. Поэтому в качестве первого приближения к решению названной задачи была поставлена цель получить временную статистическую структуру Е по имеющимся исходным данным, затем оценить возможные значения погрешностей определения среднечасовых значений при различном практически вероятном числе отсчетов в час.

1. Временная статистическая структура градиента потенциаала Е электрического поля атмосферы. Временную статистическую структуру характеризуют дисперсией, структурной или корреляционной функциями. Для их определения были использованы записи Е за 1958—1959 гг. в Воейково (Ленинград). Измерения Е производились электростатическим флюксметром системы. ГГО [4], имеющим инерцию 0,1 с, а данные записывались прибором МСЩ, имеющим инерцию не более 4 с. (В другие годы измерения и запись Е производились с помощью коллекторной уста-

новки Бенндорфа. Эта установка обладает недостатками, препятствующими использованию записей Е в наших целях.) Из всей совокупности записей были выбраны участки записей с наибольшей изменчивостью Е, поскольку именно при таком характере поведения Е можно ожидать наибольших погрешностей при переходе от интегрирования непрерывных записей к обработке по дискретным отсчетам. Всего было отобрано и обработано 29 участков записей Е продолжительностью по 2—2,5 ч. Ординаты Е снимались через 80—100 с. В связи с тем что можно было ожидать определенной зависимости статистической структуры E от метеорологических условий, записи были объединены в пять групп, соответствующих определенным погодным явлениям: ливневый снег. ливневый дождь, снег, дождь, облачность. Помимо этого материала были использованы результаты обработки Е во время трех гроз. любезно предоставленные К. А. Семеновым. Измерения производились также электростатическим флюксметром системы ГГО, запи-«си — малоинерционным самописцем. В результатах обработки значения Е указывались через интервалы 30 с, но продолжительность записей была меньше, чем при других метеорологических условиях. Расчеты дисперсии, структурной и корреляционной функций выполнены на ЭВМ «Урал-4» по стандартной программе.

Значения структурных функций для одних и тех же интервалов, вычисленные по разным реализациям, заметно отличаются друг от друга даже в рамках каждой группы. Это объясняется, с одной стороны, изменчивостью параметра и, с другой стороны, погрешностями расчета структурных функций. Поэтому, целесообразнее в дальнейших расчетах использовать средние значения структурных функций.

На рис. 1 приводятся примеры изображения осредненных нормированных на $2\sigma_f^2$ структурных функций для различных погодных условий, полученные по трем (рис. 1 *a*) и шести реализациям. Насыщение структурных функций происходит через 10—15 мин, причем быстрее всего для гроз, медленнее при спокойной облачности. Вероятнее всего изменчивость *E* обусловлена изменчивостью пространственного распределения объемного электрического заряда под влиянием ветра, осадков. Однако детальных исследований связей структурных функций с количественными характеристиками этих элементов нами не производилось.

В работе [2] приведена формула меры погрешности определения средней величины по дискретным данным. В качестве характеристики изменчивости полей метеорологических элементов использовалась корреляционная функция. Поэтому для каждой группы вычислялась корреляционная функция (используя известное соотношение между структурной и корреляционной функциями) и находилась аппроксимирующая ее функция. Оказалось, что для всех шести групп корреляционная функция хорощо аппроксимируется экспоненциальной функцией $r(\tau) = e^{-\alpha |\tau|}$, где α — интервал корреляции, τ — время в минутах.

-32



чис. 1. пормированная структурная функция градиента потенциала электрического поля при грозе (a) и при спокойной облачности (б).

Ниже приводятся сведения о виде временной корреляционной функции градиента потенциала электрического поля атмосферы при разных метеорологических условиях:

	r (τ)
Гроза	$e^{-0,36}$ $ \tau $
Дождь	$e^{-0,24} \tau $
Ливневый дождь	$e^{-0,20 \tau }$
Снег	$e^{-0,17 \tau }$
Ливневый снег	$e^{-0,23} \tau $
Спокойная облачность	$e^{-0,14}$ -

По-видимому, экспоненциальную функцию можно уверенно считать характерной для временной структуры градиента потенциала электрического поля атмосферы. Однако определение величин масштабов корреляции для разных метеорологических условий можно считать лишь весьма приближенными, поскольку в расчетах был использован очень ограниченный материал. Трудно сказать, является ли существенной разница в масштабах корреляции при различного вида осадках. Физически объяснима и понятна существенная разница масштабов корреляции при грозах и облачности, не дающей осадков. Тем не менее представляется целесообразным использовать полученный материал для оценок погрешностей расчета среднечасовых значений *E* по дискретным отсчетам.

2. Погрешность определения среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля атмосферы. В случае, когда корреляционная функция имеет вид $r(\tau) = e^{-\alpha |\tau|}$, средняя квадратическая ошибка *В* замены истинного среднего значения параметра в определенном интервале средним арифметическим, составленным из *n* дискретных измерений, равна [2]

$$B^{2} = \frac{p^{2}}{\sigma_{f}^{2}} = \frac{1}{n} + \frac{2q}{(1-q)n^{2}} \left(n - \frac{1-q^{n}}{1-q}\right) + \frac{2}{n \, \alpha \, T} \, \frac{1-q^{n}}{1-q} - \frac{1}{\alpha \, T} \left[1 + \frac{1}{2 \, \alpha \, T} \left(1 - e^{-2 \, \alpha \, T}\right)\right],$$

где $q = e^{-\alpha \tau_0}$ — значение корреляционной функции, соответствующее интервалу между измерениями, $\tau_0 = \frac{2T}{n-1}$ — интервал между измерениями, 2T — интервал осреднения, n — число измерений.

Величины В в зависимости от числа отсчетов для разных значений α приведены на рис. 2 (кривые 2, 3, 4). На этом же рисунке для сравнения приведено значение В для некоррелированной функции (кривая 1). Погрешность для коррелированной функции быстро убывает с ростом *n* и мало зависит от α в интересующем нас диапазоне $\alpha = 0, 4 \div 0, 1$. При практически наиболее вероятном значении $n = 10 \div 20$ величина $B \approx 20 - 10\%$.

Интерес представляет также относительная ошибка δ определения средней, равная $\delta = \frac{B \sigma}{\overline{E}}$ (*B* в процентах). Величина δ при n = 12

для разных значений α и отношений $\frac{\sigma}{\overline{E}}$ представлена в таблице.

	ه/ <u>F</u>									
α	0,25	0,5	1,0							
∞	8	15	30							
0,36	5	9	18							
,20	4	9	17							
0,14	4	8	15							

Таблица

Однако указанную в таблице погрешность можно уменьшить, применив инерционный измеритель.

В работе [1] показано, что применение инерционных приборов позволяет сглаживать пульсации измеряемой величины и получать более репрезентативные значения, чем те, которые мы получили бы по безынерционным приборам. В работе [3] оцени-

вается мера погрешности получения среднего значения путем суммирования результатов осреднения по сглаживающему прибору. Оказалось, что для экспоненциальной корреляционной функции имеет место минимум меры ошибки при $\frac{T_{\Phi}(n-1)}{2T} = 0,6,$ T_{Φ} — постоянная времени прибора. Следовательно, оптимальная инерция измерителя электрического поля для получения осредненных за час значений E с минимальной погрешностью должна составлять 3 мин при n=12. Это практически выполнимое требование. При этом величина меры ошибки в 2—3 раза меньше, чем при определении средней за час величины по данным дискретных отсчетов безынерционного прибора.

Представленные результаты позволяют лишь приближенно оценить возможные погрешности расчета среднечасовых значений градиента потенциала E электрического поля атмосферы при



Рис. 2. Зависимость относительной среднеквадратической погрешности расчета среднечасовых значений E от числа отсчетов в час и масштаба корреляции с. I — некоррелированная функция, $2 - \alpha = 0.36$ 1/мин, $3 - \alpha = = 0.20$ 1/мин, $4 - \alpha = 0.14$ 1/мин.

переходе от непрерывных измерений к дискретным отсчетам. Это по существу начало работы. Очевидна потребность проведения подобных расчетов для различных географических районов с привлечением большего исходного материала. Кроме того, необходимо выяснить влияние возникающей погрешности расчета на определение среднечасовых за месяц, среднемесячных и т. п. зна-

чений Е. Мы не останавливаемся на возможности использования данных о структуре Е в физической интерпретации характеристик поведения объемных зарядов при некоторых метеорологических **VCЛОВИЯХ**.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Брагинская Л. Л., Каган Р. Л. О точности определения средних ве-личин по мгновенным отсчетам инерционных приборов. Труды ГГО, 1965, вып. 174.
- 2. Гандин Л. С., Каган Р. Л. О точности определения средней высоты снежного покрова по дискретным данным.— Труды ГГО, 1962, вып. 130.
- Срушин С. И., Персин С. М. К вопросу о погрешности измерения средних значений инерционными приборами. Труды ГГО, 1971, вып. 259.
 Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмос-
- феры. М., Гостехиздат, 1954. 5. Лайхтман Д. Л., Каган Р. Л. Некоторые вопросы рационализации
- снегосъемок. Труды ГГО, 1960, вып. 108.
И. М. ИМЯНИТОВ

метеорология, авиация, экономика

Введение. Вопрос об экономическом вкладе, который вносит, а главное может внести метеорологическая информация и управление погодой в народное хозяйство, имеет существенное значение и при планировании деятельности метеорологических учреждений, и для правильного распределения финансовых, материальных и людских ресурсов. Чем больше население, чем шире разветхозяйство различными вляется народное отраслями техники и науки, чем мощнее его ветви, тем больше мы зависим от влияния окружающей среды. До появления радио и телевидения человечество даже не подозревало о существовании атмосферных радиопомех, а сейчас огромная служба занимается их наблюдением и изучением. Появление авиации выявило существование струйных течений и вызвало детальное их изучение. Развитие авиации и строительство высоковольтных линий электропередач стимулировали глубокий интерес ко многим аспектам грозовой деятельности. Общее увеличение скоростей в авиации, появление сверхзвуковой авиации и гигантских самолетов, вмещающих 500 и даже 1000 пассажиров, колоссальное возрастание перевозок по воздуху заставляют обратить особое внимание на точность, своевременность, полноту метеорологической информации и поиск новых методов управления погодой.

Зависимость человека от природы вообще и от состояния погоды в частности возрастает во времени и по ряду причин растет даже быстрее, чем народное хозяйство. Если промышленность СССР производит сейчас в 100 раз больше продукта, чем его производила промышленность России в 1913 г. [1,2], то ценность метеорологических сведений, потребность в них, возросла за этот период значительно более чем в 100 раз. «Значительно» появляется за счет глубоких обратных связей, охватывающих производство. Экономика является одним из инструментов, позволяющим вскрыть закономерности этой связи.

В то же время сейчас и оперативные и научно-исследовательские

организации Гидрометслужбы нередко вынуждены из-за отсутствия методов подхода оценивать экономический вклад, вносимый ими в народное хозяйство, по очень случайным показателям или отрывочным данным, предоставляемым организациями, использующими метеорологическую информацию. Иногда такие оценки базируются на интуитивных оценках исполнителей работы. Для эффективного применения инструмента экономики в метеорологии необходимо выработать схему его использования. Настоящая работа представляет попытку осуществления этого. Проведенные экспечение регулярности и безопасности работы авиации в грозовой псриод. Нам представляется, что использованная методика может быть применена для оценки вклада, вносимого метеорологией и в некоторых других случаях.

1. Общая методика подхода к задаче. Рассмотрим задачу о количественных характеристиках связи нарушений работы того или иного объекта с условиями погоды. Решив эту задачу, можно попытаться найти методику расчета экономической эффективности метеорологических мероприятий.

Для каждой данной погодной ситуации в заданном районе существует некоторое распределение значений *E* того или иного метеорологического элемента, скажем скорости ветра или напряженности электрического поля (см. кривую 1 на рис. 1). Улучшение погоды при таком подходе означает уменьшение вероятности встречи больших значений *E* (кривая 2), а ухудшение погоды увеличение вероятности встречи больших значений *E*.

С другой стороны, само понятие опасности значения того или иного элемента (или комбинации нескольких элементов) определяется свойствами того объекта (механизм, машина, строение, живой организм, человек, коллектив и т. д.), для которого производится оценка. Улучшение конструкции объекта с этой точки зрения означает безопасность его эксплуатации при больших критических значениях метеоэлемента E_{κ} (рис. 1 *a*). Определим E_{κ} как значение метеоэлемента, при котором вероятность нарушения нормальной эксплуатации объекта не превышает некоторой предельно допустимой величины $P(E_{\kappa})$. Пусть E_A — значение метеоэлемента, при котором вероятность нарушения нормальной эксплуатации объекта слишком велика, чтобы ее можно было допустить. Определим как «событие» ситуацию, когда объект находится в зоне, в которой значение метеоэлемента превышает $E_{\rm R}$, и как «опасное событие»- ситуацию, когда объект находится в зоне с Е>ЕА. Очевидно, что события могут быть связаны как с изменением погоды в данном месте, так и со смещением объекта. Рассмотрим последний вариант. Обозначим число событий на единицу пути одного объекта — плотность событий — через N_{ул}:

$$N_{ya} = \int_{E_v}^{\infty} P(E) dE,$$

плотность опасных событий обозначим N_{ya_0}

(1)

$$N_{y_{\pi_0}} = \int_{E_A}^{\infty} P(E) dE.$$
 (2)

Общее число событий N и опасных событий N_o , испытываемых M объектами, каждый из которых прошел средний путь L, дается соотношениями:

$$N = MLN_{y_{A}} = ML\int_{E_{K}}^{\infty} P(E)dE, \qquad (3)$$

$$N_{\rm o} = MLN_{\rm yx_{\rm o}} = ML\int_{E_A}^{\infty} P(E)d(E). \tag{4}$$

Очевидно, что подобные соотношения могут быть получены и для оценок вероятности проявления событий во времени N_T и N_{o_T} , только вместо плотности событий на единицу длины будут введены плотности событий в единицу времени, а вместо длины пути в формулах (3) и (4) появится продолжительность периода $T_{,}$ к которому относится расчет:

$$N_T = MTN_{y_{\pi}T} = MT \int_{E_{\kappa}}^{\infty} P(E) dE...$$
(3')

$$N_{o_T} = MTN_{y_{\pi_{o_T}}} = MT \int_{E_A}^{\infty} P(E) dE.$$
(4')

Если вероятность разрушения объекта, скажем катастрофы, при данном значении метеоэлемента обозначить $\alpha(E)$, т. е. ввести понятие плотности катастрофы на одно событие, то общее число катастроф N_{кат} будет равно

$$N_{\rm Kar} = ML \int_{E_{\rm K}}^{\infty} \alpha(E) P(E) dE, \qquad (5)$$

если предположить, что при $E < E_{\kappa} \alpha$ (E) $\rightarrow 0$ или точнее $\alpha(E) < \alpha'_n$. Отметим, что функция $\alpha(E)$ и в частности значение, при кото-ром $\alpha(E_{\kappa})$ достаточно мало при всех $E < E_{\kappa}$, характеризует свойства объекта по отношению к данному метеорологическому параметру. Нет нужды специально оговаривать, что граничное значение определяет вероятность того, что отношение



где an — некоторая величина, определяющая при данном уровне техники и данной необходимости ее использования максимально допустимое число катастроф, которых не удается избежать.

Таким образом, при данной погодной ситуации число ката-

строф связано как с характеристиками погоды, так и с характеристиками объекта и условиями его эксплуатации. Уменьшить число $N_{\text{кат}}$ можно: 1) улучшением характеристик объектов (уменьшение α (E), увеличение E_{κ} и E_A), 2) сокращением числа объектов и пути, проходимого ими, 3) посредством перемещений объекта в соответствующих метеоусловиях. В последнее понятие включается как выбор подходящих метеоусловий в районе перемещения, так и выбор траектории перемещения при данных метеоусловиях.



Рис. 1. К расчету эффективности метеорологического фильтра.

В практике эксплуатации используются все указанные способы уменьшения числа катастроф. В авиации, например, создаются более совершенные самолеты с лучшими летными качествами --весьма дорогой прием (стоимость которого относительно просто рассчитывается) и ограничивают число вылетов самолетов в плохую погоду. Обычно стоимость этого последнего мероприятия оценивается при учете влияния метеоусловий на работу авиации. Однако этот прием можно осуществлять пока число рейсов самолетов невелико, т. е. аэродромы не загружены, а самолетный парк используется неэффективно, И в недалеком будущем использовать этот метод будет невозможно. Наконец, выбирают благоприятные условия для полета, производя маневры во времени и в пространстве на трассе полета.

Для оценки эффективности последнего приема введем понятие «метеорологического фильтра». Под метеорологическим фильтром ($M\Phi$) будем понимать метеорологическую информацию, позволяющую уменьшить вероятность встречи с областью, в которой $E > E_{\kappa}$ или $E > E_A$. Источником информации могут быть

общие представления о строении атмосферы (окажем, грозовые облака не бывают выше 10—18 км), прогностические сведения, климатологические характеристики, данные приборов о фактическом состоянии атмосферы и т. д. и т. п. Введем «коэффициент пропускания» фильтра K, показывающий во сколько раз уменьшается вероятность P встречи с зонами, где искомый элемент приобретает значение E при использовании фильтра P_{Φ} по сравнению со случаем без фильтра (очевидно, что 0 < K < 1; рис. 1 б)

$$P_{\Phi}(E) = KP(E). \tag{6}$$

Действие фильтра видно из сравнения кривой 1 рис. 1 *а* с кривой 5 рис. 1 *в*.

Уравнения (3) и (4) для случая фильтра могут быть представлены в виде:

$$N_{\Phi} = ML \int_{E_{\kappa}}^{\infty} K(E) P(E) dE, \qquad (7)$$

$$N_{o_{\phi}} = ML \int_{E_A}^{\infty} K(E) P(E) dE.$$
(8)

Использование фильтра приводит к уменьшению числа событий и опасных событий в отношении

$$\overline{K} = \frac{N_{\Phi}}{N},\tag{9}$$

$$\overline{K}_0 = \frac{N_{o_{\phi}}}{N_o}.$$
 (10)

Назовем среднее значение \overline{K} эффективностью фильтра для соответствующих событий и \overline{K}_0 — эффективностью фильтра для опасных событий. Число катастроф будет уменьшено при использовании фильтра в \overline{K}_{Φ} раз

$$\overline{K}_{\phi} = \frac{N_{\kappa a \tau_{\phi}}}{N_{\kappa a \tau}} = \frac{ML \int_{E_{\kappa}}^{\infty} K(E) \alpha(E) P(E) dE}{ML \int_{E_{\kappa}}^{\infty} \alpha(E) P(E) dE}.$$
(11)

Фильтр должен отвечать двум следующим условиям:

1) коэффициент его пропускания должен иметь малое значение в области $E > E_{\kappa}$ и во всяком случае в области $E > E_A$; 2) коэффициент его пропускания должен быть близок к 1 при $E < E_{\kappa}$ с тем, чтобы избежать излишних ограничений при использовании объекта.

На рис. 1 б показана зависимость коэффициента пропускания идеального (кривая 4) и реального (кривая 3) фильтров для разных величин E. Если используется несколько МФ с коэффициентами пропускания K_1 , K_2 , K_3 , ..., K_n , независимыми друг от друга, то $K = K_1 \cdot K_2 \cdot K_3 \dots K_n$. При функциональной или корреляционной зависимости значение K можно рассчитать обычным путем, вводя известные связи между отдельными коэффициентами пропускания.

Если задано допустимое число катастроф, а МФ оказываются недостаточно эффективными, чтобы обеспечить требуемые условия, приходится изменять конструкцию объекта (т. е. уменьшать α (E), а также увеличить E_{κ} и E_A), или совершенствовать метеорологические фильтры, или, наконец, сужать диапазон допускаемых погодных условий — прием, который с развитием авиации становится все менее пригодным.

Можно определить стоимость любого из трех мероприятий или их комбинаций. Отметим, что использование третьего приема приводит к уменьшению относительного времени эксплуатации объекта (отношений фактического времени эксплуатации за данный период ко всей продолжительности периода). В авиации это скажется на снижении регулярности полетов и уменьшении коэффициента использования самолетов.

При сравнении различных методов повышения безопасности полетов самолетов целесообразно сравнивать значения \overline{K} , вносимые ими.

Отметим, что введение $M\Phi$ эквивалентно улучшению погоды для данного объекта, т. е. уменьшению дисперсии кривой P(E)(сравните кривые 1 и 2 с кривой 5). Предельный выигрыш во времени использования объекта, который может дать $M\Phi$, очевидно, равен отношению периода времени, когда значение $E > E_A$, т. е. превышает допустимые (использование объекта запрещено), ко всему интервалу времени.

2. Определение эффективности метеорологических фильтров. Экономическая выгода от введения МФ может быть определена только в сопоставлении расходов, которые возникают при отсутствии последних, с расходами, существующими при их использовании (с учетом, разумеется, стоимости фильтров, их разработки и т. д.). Альтернативой, с которой сталкивается производство при решении вопроса применять или не применять МФ, является: а) примирение с числом катастроф, возникающих при отсутствии фильтра, б) отказ от использования объектов при погодных усло-

виях, когда $\int_{E_v} P(E) dE$ превышает норму (вообще говоря, выбор

таких ситуаций уже означает введение метеорологического фильтра, хотя иногда этого и не замечают). Эта альтернатива обычно разрешается компромиссом в зависимости от условий конкретной задачи, которая и определяет характер этого компромисса.

^VРасчет значений \overline{K} и \overline{K}_0 может вестись на основе сопоставления данных метеорологических или климатологических исследований распределения параметра E со свойствами объекта (E_{κ}, E_A , $K(E), \alpha$), но может быть проведен и экспериментально, сравнением, скажем, общего числа катастроф, испытанных идентичными устройствами, снабженными МФ и лишенными их, при одинаковых условиях эксплуатации.

Попробуем определить, для примера, что дает авиации использование МФ. Прямой эксперимент, отвечающий на этот вопрос должен был бы включать в себя сопоставление данных, допустим, о попадании молний в самолеты без МФ, с данными о попадании

-42

молний в самолеты с МФ для достаточно большого числа самолетов и за большой промежуток времени. Можно было бы, скажем, самолеты с нечетными номерами лишить всех средств метеорологической информации (не обучать летный состав метеорологии, лишить диспетчеров сведений с метеосети и наземных РЛС, запретить пользоваться самолетными радиолокаторами и т. д.), а все самолеты с четными номерами эксплуатировать в нормальных условиях и после нескольких лет эксплуатации определить $\overline{K_{\Phi}}$ по формуле (11). По-видимому не только организационные трудности не позволяли до сих пор провести этот опыт. И все же благодаря стечению некоторых обстоятельств подобный опыт был проведен.

Сопоставление числа поражений молниями самолетов в холодное и теплое время привело к неожиданному результату: в холодное время года число поражений оказалось большим, чем в теплое [3]. Анализ конкретных случаев поражения показал, что молнии, ударяющие в самолеты в холодное время года, возникали в облаках, которые ни по прогнозу, ни по фактическому состоянию не могли быть названными грозовыми. Малая толщина облаков (иногда менее 1500-2000 м), отсутствие штормовой болтанки в них и характерных отражаемостей («засветок») на наземных и самолетных РЛС лишали метеорологическую, диспетчерскую службы и экипаж самолета возможности предвидеть возникновение молнии. Но зимой число грозовых дней в умеренных широтах в 200-300 раз меньше, чем летом. С другой стороны, летом летает примерно в 2 раза больше самолетов, чем зимой. Логда по формуле (11) $\overline{K}_{\bullet} \approx 10^{-3}$. Иными словами, если сейчас число поражений молниями самолетов в теплое время года равно, допустим 10, то в отсутствии МФ оно равнялось бы 10⁴. Если учесть, что одно из 20-40 попаданий молний в самолет ведет не только к частичному разрушению самолета, но и приводит к катастрофе [5], то это означает, что отказ от М Φ в авиации привел бы к возникновению 10^4 самолетных аварий и происшествий и 10³ самолетных катастроф.

Отмеченная альтернатива при полетах в прежнем темпе: катастрофы или сокращение числа полетов в случае отсутствия МФ привела бы Аэрофлот в первом случае к потере самолетов на сумму в несколько миллиардов рублей, запрещению ИКАО летать нашим самолетам на международных линиях, и, самое главное, потере нескольких десятков тысяч человеческих жизней в год. Второй вариант -- сокращение числа полетов -- при принятых нами условиях означал бы, что полеты гражданской авиации совершенно прекратились бы. Стоимость такого варианта равнялась бы стоимости содержания всей ГА (за вычетом расходов на горючее, смазочные материалы и платы за налет часов), допустим х млрд. рублей в год (см. табл.). 7Возникновение такого МФ, как установление факта, что зимой грозы крайне редки, привело бы к возможности полетов в холодное время года при допустимом уровне аварий. Чтобы перевезти за это время весь объем грузов за год (напомним, что это уже неполноценные грузы — из их числа исключен летний пассажирский грузопоток, перевозки фруктов

и овощей и т. д.), Аэрофлоту потребовалось бы удвоить парк самолетов, расширить аэродромы и т. д., т. е. почти в 1,5 раза увеличить стоимость авиации.

[Интересно выяснить, насколько эффективна наземная метеослужба без средств оперативной проводки (РЛС) и др. Примем, что в наших широтах среднее число дней с грозой в пункте за год равно 20. Самолет при снижении или на взлете проходит через зоны возможного появления облаков протяженностью около 200 км. В круге такого радиуса, по А. Н. Лебедеву [4], число дней с грозой равно примерно 80—85. Корреляция между возникновением гроз в пунктах взлета и посадки, если расстояние между ними превышает 1000 км, отсутствует. Таким образом, если запрещать вылет при наличии грозовой деятельности в пункте вылета

Таблица

стоимость	отсутствия	метеорологичесь	кои информации
		1 0	

	стоимость потерь для авиации при существующем уровне катастроф						
Вид информацин	доля потерянного времени, %	относительная стоимость					
 Полное отсутствие информации Климатологическая информация: 	100	1					
а) грозы возникают только летом	40	0,5					
б) дни с грозой — год	14	0,15					
лето	30	0,3					
в) суточный ход гроз — год	4	0,04					
лето	10	0,1					
3. Метеорологическая информация:							
прогноз грозы (с оправдывае- мостью γ_2) — год	$\begin{vmatrix} 14 \cdot 0, 01 [(1-\gamma_1) + \\ + (1-\gamma_2)] \end{vmatrix}$	$0,14[2-\gamma_{1}-\gamma_{2}]$					
равдываемостью γ_1) — лето	$30.0,01[(1-\gamma_1)+$ +(1-\gamma_2)]	0,3[2- γ_1 - γ_2]					

или посадки (средства оперативной проводки самолетов, как мы условились, отсутствуют), то в среднем, в течение 110—120 дней в теплый период года был бы наложен запрет на полеты, т. е. МФ пропустил бы полеты в течение только 50 дней, причем большинство вылетов приходилось бы на начало осени и конец весны. По нашей оценке, использование этого МФ уменьшает расходы на эксплуатацию авиации на 0,3 x млрд. рублей. Выяснение того обстоятельства, что грозы имеют отчетливый суточный ход позволило бы выпускать самолеты в дни с грозой в периоды отсутствия развитой грозовой деятельности. Исключив часы дневной и ночной грозовой активности, удалось бы (ценой некоторого возрастания числа катастроф) использовать примерно 2/3 от указанного запретного периода (110—120 дней), что дало бы еще около 0,1 xмлрд. рублей экономии эксплуатационных расходов. Наконец.

использование эффективных средств проводки дает (или может дать) авиации около 0,1 *х* млрд. рублей.

Произведем некоторые оценки эффективности краткосрочных (на 3 ч) прогнозов как МФ. Если самолет лишен средств проводки и прогноза, то вылет в указанный пункт не может быть осуществлен в течение всех дней, когда возможна гроза, т. е. весь летний период. Наличие прогноза дает возможность производить вылеты в часы, когда гроз в пункте посадки нет, что позволяет занять около 80% летного времени полетами, если сохранить $\overline{K} = 10^{-3}$.

Если оправдываемость прогноза отсутствия грозы составляет v_1 %, то в среднем за период *T*, когда в районе посадки по про- $\frac{100}{100} = \frac{\gamma_1}{NT}$ гнозу не бывает грозы, будет возвратов самолетов 100 или их посадок на запасные аэродромы (N — плотность полетов, принимаемых за этот период самолетов). Значит впустую будут $100 - \gamma_1$ Если оправзатрачены средства на полетов. дываемость прогноза грозы равна уг %, то неоправданно будет за-100 — γ₂ NT вылетов (см. таблицу). Наличие средств держано 100 проводки самолетов позволяет резко снизить убыточность полетов от неоправдавшихся прогнозов, что является одной из причин, заставляющих искать средства уверенной проводки самолетов.

УНадо отметить, что по мере увеличения скорости самолетов все большее значение приобретает диагноз метеорологического состояния в сравнении с прогнозом, а сроки необходимой заблаговременности прогнозов сокращаются, зато повышаются требовачия к их качеству.

Может показаться странным, что расчет экономической эффективности метеорологических мероприятий включает в себя доход от предотвращения событий — доход от непроисшедших аварий. По существу такая оценка показывает оптимальные затраты на метеорологические мероприятия. Напомним, что весь смысл авиационной профилактики (регулярные предполетные осмотры самолетов, обязательная смена частей и агрегатов, отработавших определенные сроки, плановые и капитальные ремонты, проводящиеся после определенного налета часов) состоит именно в предотвращении летных происшествий и катастроф. Доход от профилактического комплекса авиации и заключается в стоимости предотвращенных катастроф. Затраты на метеорологическое обеспечение авиации также имеют своей целью обеспечить безопасность полетов и должны оцениваться по числу предотвращенных катастроф.

В ряде случаев оказывается, что простые усовершенствования метеорологической защиты самолета (изменение $\alpha(E)$, E_A и E_{κ} могущественно улучшить условия эксплуатации. Введение эффективной молниезащиты, при которой число молний, разрушающих конструкции самолета, уменьшается в *n* раз по сравнению с сущест-

вующей, позволяет во столько же раз сократить потери, приведенные в таблице (здесь не учитывается опасность, возникающая в грозовых облаках в связи с турбулентностью и градом в них).

Дальнейшее развитие авиации однозначно приведет к требованию изменения погоды в районе аэродрома и нетрудно рассчитать условия. При которых по мере роста авиации окажется выгодно дорогостоящее управление грозами, чем нарушения регулярности полетов авиации. Чем выше коэффициент использования самолетов и аэродромов, тем более тяжелые последствия вызывают перерывы полетов, вызванные метеорологическими условиями. Вынужденные перерывы полетов в несколько часов могут сказаться на нарушении расписания при высоком коэффициенте использования в течение многих суток и даже недель. Время Т, в течение которого нарушение в расписании, вызванное нелетной погодой в течение времени t, может быть устранено, дается соотношением

$$T = \frac{t}{\left(1 - e^{-\beta \frac{\Delta \tau}{\tau}}\right)},$$
 (12)

Δτ — коэффициент недоиспользования аэродрома и самогде летов; $\Delta \tau$ — разница между периодом работы аэродрома τ и фактическим суммарным временем, необходимым для выпуска самолетов, летящих по расписанию за указанный период; В — коэффициент, учитывающий, что нарушение скажется и на корреспондирующих аэродромах, запаздывающих с возвращением задержанных на данном аэродроме самолетов; по смыслу $\beta < 1$, а в сложных случаях $\beta \ll 1$.

Если аэродром используется на 90%, то при $\beta = 1$, $T_{0.00} = 10 t$. если аэродромы используются на 99%, то T_{99%} = 100 t. Если принять $\beta = 0,1$, то $T_{q_{0}} = 100 t$, а $T_{99} = 1000 t$. Из этих прикидок становится очевидным, что наряду с необходимостью в авиации иметь «метеорологический» резерв как по парку самолетов, так и по аэродромам $\left(\frac{\Delta \tau}{2}\right)$ следует разработать активные методы управления грозой.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Косыгин А. Н. Директивы XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971-1975 годы. М., Изд-во полит. лит., 1971. 2. СССР в цифрах в 1970 г. М., «Статистика», 1971.
- 3. Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф. О причинах, приводящих к поражению самолетов молниями в холодное время года. Методическое письмо № 5, М., Гидрометеоиздат, 1971.
- 4. Лебедев А. Н. Вероятность гроз на ограниченных участках территории.-Труды ГГО, 1957, вып. 74. 5. Bates F. C. Storm warning.— Flying, 1967, v. 80, No. 6, pp. 94—97.

И. М. ИМЯНИТОВ, Г. Ф. ПАВЛЮЧЕНКОВ, Е. В. ЧУБАРИНА, Я. М. ШВАРЦ

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ В АРКТИКЕ

В предыдущих работах (см., например, [1]) было исследованоповедение некоторых электрических характеристик свободной атмосферы по высоте и во времени над континентами. Было установлено, что величины электрических потенциалов атмосферы на высоте 6 км над тремя пунктами наблюдений (Ленинград, Киев, Ташкент) в каждый момент времени существенно различны, они определяются состоянием атмосферы над пунктами наблюдения и выравниваются лишь при осреднении за несколько лет. Суточный ход потенциала на высоте 6 км отличен от унитарной вариации даже и при многолетнем осреднении. Суточный ход напряженности электрического поля в свободной атмосфере, подобный унитарной вариации, над континентами наблюдается крайне редко и в ограниченном слое, лежащем в интервале высот от 1 до 3 км. Литературные данные [2, 3] свидетельствуют о том, что поведение электрических характеристик над акваториями существенно отличается от такового над континентами. Нам представлялось существенным исследовать разницу в поведении электрических характеристик над континентами в районах интенсивной человеческой деятельности и в чистых условиях, близких поаэрозольному состоянию атмосферы к условиям акваторий, а поусловиям конвекции — к континентальной станции в зимний период. В качестве таких районов были выбраны арктические районы Советского Союза. Полеты проводились вдоль побережья Северного ледовитого океана от Архангельска до Хатанги и обратнов марте — апреле 1970 года. Подстилающая поверхность всюду была однородной --- снежный покров. Полеты проводились в условиях устойчивого обширного антициклона. Устойчивость атмосферы во время зондирований может быть охарактеризована устойчивостью изменения температуры с высотой (рис. 1). Характерными для Арктики в этот период оказались сильные устойчивые

инверсии в нижнем 500-метровом слое и изотермии в слое 500— 1500 метров. Нередко в этом слое (0—1500 м) наблюдатели отмечали дымку. Зондирование проводилось на больших удалениях от индустриальных центров. Условия измерений можно считать близкими к необходимым для проведения так называемых «чистых» атмосферно-электрических измерений.

Самолет ИЛ-14 был оборудован приборами для измерений напряженности электрического поля [1] и полярных электропровод-

> ностей воздуха [4]. Измерения проводились во время вертикальных зондирований атмосферы до высоты ~6 км и во время горизонтальных полетов на высоте ~3 км. Всего было проведено 20 зондирований и горизонтальных перелетов протяженностью ~4000 км. На рис. 2 а представлены средние для всех

полетов профили электропроводности воздуха, градиента потенциала *Е* электрического поля атмосферы и плотности вертикального тока, вычисленного по данным об электропроводности и градиенте. На рис. 2 б представлены те же профили в полулогарифмическом масштабе. Кривые могут быть аппроксимированы следующими эмпирическими формулами:

> $\lambda_{+} = 14e^{0.3h};$ $\lambda_{-} = 11e^{0.33h};$ $E = 60e^{-0.25h};$

где h выражено в км, $\lambda \cdot 10^{15}$ Ом⁻¹·м⁻¹, E — В/м. В среднем плотность тока проводимости не остается постоянной с высотой, а рас-

тет по экспоненте с показателем 0,05—0,08. На рис. 2 положительный ток проводимости мало меняется с высотой, во всяком случае значительно меньше, чем это следует из средних данных. Объяснить это можно тем, что среднее из произведений $E\lambda$ не совпадает с произведением средних величин $E\overline{\lambda}$ в силу несимметричности распределения этих величин.

Профили проводимости и градиента достаточно устойчивы. Были подсчитаны распределения величин проводимостей и градиентов на разных высотах. Разброс данных иллюстрируется рис. 2, где отрезками прямых показаны максимальные отклонения величин, измеренных при отдельных зондированиях, от средней кривой. Средние кривые вычислены как средние арифметические. На каждом уровне распределения величин проводимости близко к нормально-логарифмическому, а градиента потенциала — к нормальному распределению. Разброс величин λ , характеризуемый средним квадратическим отклонением, даже в нижних слоях мал



Рис. 1. Изменение температуры с высотой при полетах над Арктикой в марте — апреле 1970 г. и составляет ~2дБ (25—30%); с высотой разброс уменьшается до 1 дБ (~10%). Поэтому можно говорить об очень устойчивом профиле проводимости над арктическими районами. Распределение величин электропроводностей, измеренных при горизонтальных полетах на высотах 2,5—3 км, близко к нормально-логарифмическому с медианным значением $\lambda_{\text{мед}} \sim 6 \cdot 10^{15}$ Ом⁻¹ м средним квадратическим отклонением $\sigma \sim 2,2$ дБ, т. е. разброс величин продимостей при длительных горизонтальных перелетах невелик



Рис. 2. Средние профили градиента потенциала электрического поля атмосферы (1), положительной (2) и отрицательной (3) электропроводности, илотности положительного (4) и отрицательного (5) тока проводимости над Арктикой.

Сплошная кривая — результаты, полученные при подъемах самолета, пунктирная кривая-результаты, полученные при спусках. (30%) и той же величины, что и при разрозненных по времени измерениях на этой высоте при вертикальных зондированиях.

Положительная и отрицательная электропроводности по-разному растут с высотой. В нижних слоях, как правило, положительная электропроводность больше отрицательной, коэффициент униполярности $\lambda_{+}/\lambda_{-} \sim 1,3 \div 1,6$, но далее с высотой уменьшается и на уровне 2,5—3 км становится меньше единицы.

Для измерений в Арктике характерно, что проводимость увеличивается по экспоненте начиная с самых нижних слоев. Построенный в полулогарифмическом масштабе (рис. 2 б) профиль электропроводности представляет собой прямую линию. Это дает основание говорить, что в период наших измерений в Арктике даже в слое обмена атмосфера настолько чиста (т. е. аэрозолей так мало), что существование мощных задерживающих слоев (температурных инверсий, см. рис. 1) не сказывается на ходе электропроводности воздуха с высотой, следовательно, наше предположение о выполнении условий, характерных для чистой атмосферы, справедливо.

В марте 1969 г. измерения электропроводности проводились при полетах над континентом. Зондирование проводилось в удалении от Ленинграда примерно на 40—50 км к северо-востоку в район Ладоги. Измерялась только отрицательная электропроводность. В этих условиях она менялась по закону $\lambda_{-}=14 \ e^{0.38 \ h}$.

Указанный закон выполнялся только выше уровня 2 км. На рис. 2 б представлен средний профиль проводимости при этих полетах в полулогарифмическом масштабе (кривая 6). Отличие от профилей проводимости над Арктикой в основном в том, что над Арктикой экспоненциальное возрастание проводимости начинается почти от поверхности земли, над континентом — с верхней границы слоя обмена. В самом же слое обмена над континентами проводимость то увеличивается, то уменьшается в зависимости от распределения аэрозолей.

Ход градиента потенциала электрического поля (см. таблицу) с высотой значительно отличается над континентами в районах больших городов и в чистой атмосфере. Над Арктикой средние значения E вблизи поверхности земли в 2 раза и более меньше, чем в районах Ленинграда, Киева или Ташкента. Напряженность поля в слое от земли до 1—2—3 км над континентами выше, чем в районах, близких к морским; с высотой картина меняется, и величины напряженности электрического поля на уровне 2—3 км в чистых условиях, близких к морским, выше, чем на том же уровне над континентом.

Изменение электрического поля с высотой в арктических районах может быть описано экспоненциальной кривой с показателем степени α =0,25. Это значение α совпадает с полученным Кларком [2] для района Гренландии и примерно в 4 раза меньше среднего показателя экспоненты, характерного для континентов. Профиль поля над районом Ладоги является как бы промежуточным, но ближе лежит к арктическому профилю напряженности поля. Экс-

поненциальное убывание здесь начинается со слоя 0,5-1 км и средний показатель его $\sim 0,28$. На рис. 3, заимствованном из [5], представлены распределения показателей экспонент для наблюдений над континентом и над различными станциями: морскими или по условиям, близким к морским (первичные материалы по указанным станциям можно найти в [6]). Распределения величин показателей экспонент над морскими станциями очень близки между собой и резко отличаются от распределения показателей

Таблица

Средние значения градиента потенциала электрического поля и электропроводность, измеренные над континентальными станциями [1] и над районами с относительно чистой атмосферой (район Ладоги и Арктика)

Высо- та, км	Гра	адиент г поля	ютенциала : атмосферь	Электропроводность λ10 ¹⁵ Ом-1.м-1							
	Ленинград	Киев	Ташкент	район Ладоги	Арктика	район Ладоги	Арктика	район Ле- нинграда			
0,1	137	143	123		68		_	_			
0,5	91	1 0 3	86	104	50	8	16				
1,0	48	66	57	45	48	30	19	_			
1,5	43	56	40	45	38	_32	22	27			
2,0	21	45	36	37	33	34	27	30			
2,5	12	35	28	37	29	40	36	37			
3,0	9	27	23	36	26	42	43	40			
3,5	7	20	17	29	24	56	49	45			
4,0	6	16	13	22	21	67	66	52			
4,5	5	14	11	19	18	82	76	60			
5,0	5	11	10	18	17	97	90	70			

экспонент, полученных при наблюдениях в районах больших городов (хотя и выше слоя обмена).

Величины потенциалов, полученных при помощи этих экспонент, над морем и над континентом на уровне 6 км не выравниваются ($\overline{V}_{6 \text{ км, к}} \sim 150 \div 170 \text{ кB}$, $\overline{V}_{6 \text{ км, м}} \sim 190 \div 200 \text{ кB}$). Интересно отметить, что по наблюдениям над Арктикой суточный ход потенциала на высоте 6 км (рис. 4) подобен ходу суточной унитарной вариации. Надо отметить также, что суточный ход градиента потенциала электрического поля и плотности тока проводимости на разных уровнях в определенной степени похож на унитарную вариацию. Правда, суточный ход очень условно может быть передан плавной кривой, так как измерения на каждом уровне, проведенные во время спусков и подъемов самолета, отделены друг от друга довольно большими интервалами времени и каждая точ-

ка представлена лишь малым количеством измерений. Но тем не менее с уверенностью можно сказать, что за весь период измерений на всех уровнях градиент потенциала электрического поля в вечерние часы больше, чем в утренние. На рис. 4 суточный ход всех величин представлен в относительных единицах. За единицу принято среднее значение \overline{E} , \overline{V} , \overline{i} на данном уровне. Амплитуда суточного хода составляет 30—40% и с высотой несколько уменьшается. Уже отмечалось, что над Арктикой до уровня 6 км ско-



Рис. 3. Диаграмма распределений показателя экспоненты *b* в эмпирической формуле $E=E_0e^{-bz}$. 1-Япония, 2-Швеция, 3-Ленинград, Киев, 4-Арктика, 5район Ладоги.

рость убывания напряженности поля с высотой несколько меньше, чем скорость возрастания проводимости, и ток проводимости не остается постоянным с высотой, а растет до указанного уровня по экспоненте с показателем $\sim 0,05$. Средняя плотность тока проводимости на уровне 100 метров $\sim 1,3 \div 1,4 \cdot 10^{-12}$ A/м².

По поводу изменения тока с высотой в литературе нет полного единогласия. По нашим измерениям, плотность тока до уровня 6 км растет с высотой, причем плотность положительного тока растет медленнее, чем плотность отрицательного тока, хотя на самых нижних уровнях плотность положительного тока выше, чем отрицательного. Примерно на высотах 2—3 км плотности положительного и отрицательного токов выравниваются, а выше плотность отрицательного тока больше плотности положительного тока. Общее сопротивление столба атмосферы в районе Арктики получилось $\sim 22 \cdot 10^{16}$ Ом/м², что близко к известным по литературе данным [2, 7]. Мы не можем предложить сейчас объяснение изменения плотности тока с высотой и считаем, что этот вопрос должен явиться предметом специального исследования.



- 1. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Л., Гидрометеоиздат. 1965.
- 2. Clark J. F. The Fair Weather Atmospheric Electric Potential and Its Gradients.— Recent Advances, Pergamon Press, 1958. 3. Mühleisen R. Lufelektrische Messungen auf dem Meer Ergebnisse von der
- Atlantik-Fahrt des Forschungsschiffes, "Meteor" 1965. Teil 1: Feldstarke und Ionenmessungen "Meteor" Forschungsergebn, 1968, Nr. 2, ss. 57–82.
- 4. Зачек С. И., Шварц Я. М., Пономарев Ю. Ф. Опыт измерения электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере в районе Ленинграда. — Труды ГГО, 1968, вып. 225. 5. Чубарина Е. В. Результаты измерений потенциала атмосферы на высо-
- те 6 км в период МГГ-МГСС. Труды ГГО, 1968, вып. 225.
- 6. Материалы наблюдений напряженности электрического поля атмосферы на различных высотах по данным зондирования 1964—1965 гг. Л., ГГО, ротапринт. 1970.
- 7. Kraakevik J. H. Electrical Conduction and Convection Currents in the Troposphere.-- Recent Advances, Pergamon Press, 1958.

Я. М. ШВАРЦ

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Одной из задач программы десятилетних наблюдений по атмосферному электричеству является выделение роли глобального и местных генераторов объемных зарядов в формировании электрического поля атмосферы. Согласно принятой терминологии под глобальным генератором электрического поля атмосферы понимают совокупную грозовую деятельность, под местными генераторами — активные процессы образования объемного заряда в атмосфере (например, при туманах, негрозовых облаках, метелях и т. п.). Помимо чисто познавательных целей, внимание, которое обращается на решение этой задачи, определяется общим интересом к получению глобальных индексов тех или иных процессов в атмосфере. Эти индексы могут быть использованы при поисках солнечно-земных связей. Если, например, такие характеристики, каж градиент электрического потенциала атмосферы у поверхности земли, измеренный в отдельных районах с особо чистой атмосферой, или так называемый электрический потенциал атмосферы, являлись бы характеристиками совокупной грозовой деятельности на земном шаре, то они могли бы быть использованы в качестве упомянутых индексов. Однако, в какой мере носят на себе эти характеристики отпечатки грозовой деятельности, а в какой мерепрочих местных факторов, предстоит еще решить.

Именно на решение этого вопроса направлены, например, организация одновременных зондирований электрического поля атмосферы с помощью радиозондов в достаточно удаленных друг от друга пунктах и организация наблюдений за электрическим полем атмосферы на океанах [3, 4]. Это один из подходов к решению упомянутой задачи. Другой подход — изучение возможностей генерации объемных зарядов в грозовых и негрозовых зонах и исследование либо процессов переноса этих зарядов из названных зон, либо каких-то других механизмов, посредством которых локальные вариации объемного заряда могли бы проявиться в глобальном масштабе. Последнее весьма существенно, ибо если таких механизмов не будет, то влияние зон генерации объемного заряда на электрические характеристики атмосферы в целом будет ограничено самими зонами. То, что генерация и разделение заряда происходит как в районах земного шара, занятых грозами, так и в негрозовых районах, является экспериментальным фактом. Однако количественные характеристики этих процессов недостаточно хорошо оценены. И самое главное, недостаточно изучены процессы переноса созданных в зонах генерации зарядов в другие зоны.

Для объяснения переноса зарядов из грозовых зон существовала хорошо известная схема Вильсона, по которой перенос зарядов осуществляется через высокие, хорошо проводящие слои атмосферы. Так как грозовой генератор занимает всю толщу тропосферы, а в низких широтах зачастую простирается далеко за ее пределы, получается, что положительный полюс генератора оказывается как бы замкнутым на проводящие области тропосферы, т.е. сопротивление, включенное в линии передачи заряда от грозовых зон к негрозовым, сравнительно невелико.

Заметим, что эта схема переноса зарядов не вызывала критики; высказывались лишь сомнения в том, что заряда, разделяемого в грозовых зонах, недостаточно, чтобы обеспечить суммарный ток хорошей погоды, равный примерно 2000 А. В негрозовых зонах, например, в районах с метелями, туманами, слоистыми облаками и т. п. разделение зарядов происходит на меньшей высоте, чем в грозовых областях. Поэтому линии передачи зарядов таких генераторов имеют большее внешнее сопротивление, чем соответствующие линии грозовых генераторов, и электрическая отдача их во внешнюю цепь может быть меньшей. Влияние конвективного переноса зарядов может распространяться лишь на небольшие расстояния l порядка v т, где v - скорость переноса, τ — время релаксации атмосферы. Для v 10 м/с τ = 1000 с, l = =10 км. Спорным является обратное утверждение, приведенное в [2].

В монографии И. М. Имянитова и Е. В. Чубариной «Электричество свободной атмосферы» [1] приводятся результаты относительно длительных измерений электрических полей в тропосфере в ясную погоду и при облачности. Полученные данные свидетельствуют о том, что распределения объемных зарядов по высоте изменчиво. Естественно, авторы попытались выяснить, насколько изменения в профиле объемного заряда в ограниченном районе или в ряде таких районов будут сказываться на значениях градиента потенциала электрического поля атмосферы у всей поверхности земли, т. е. будут ли иметь такие изменения глобальное значение и, таким образом, определять глобальную составляющую вариации градиента потенциала электрического поля у поверхности земли.

Были рассмотрены последствия изменения положения заряда в нейтральной системе, состоящей из непроводящей среды, огра-

ниченной двумя хорошо проводящими сферами. Предположив, что, в пространстве между сферами и на внутренней сфере находятся равные и противоположные по знаку заряды, авторы пришли к яс-ному из общих соображений выводу о том, что изменение положения заряда, помещенного между сферами, скажется на изменении электрического поля внутренней сферы вдали от заряда тем сильнее, чем ближе будет находиться пространственный заряд к верхней сфере. Этот результат был применен к расчету последствий изменения положения объемных зарядов в реальной атмосфере. Авторы [1] установили, что в определенном диапа-зоне высот (1,5-2 км) суточная вариация градиента электрического поля похожа по виду на унитарную вариацию. Унитарную вариацию электрического поля атмосферы они связывали с изменением электрического заряда поверхности земли и считали, что она может проявляться в определенном диапазоне высот из-за того, чтоименно в этом диапазоне высот происходит компенсация электрических полей, создаваемых локальными объемными зарядами атмо-сферы и их отражениями в верхней и нижней обкладке сферического конденсатора, принятого в качестве модели земного шара, подходящей для данного рассмотрения. Внутреняя обкладка конденсатора имитировала поверхность земли, внешняя — слои атмосферы, в которых может индуцироваться содержащийся в ней объемный заряд. Было принято, что внутри конденсатора плотность локального объемного заряда распределена по экспоненциальному закону и на определенной высоте в соответствии с высказанными соображениями поле от заряда и его отражений равно нулю. При этом рассчитанное расстояние между обкладками конденсатора оказалось равным нескольким километрам. Отсюда, с учетом предыдущих рассуждений о влиянии положения заряда между двумя сферами на электрическое поле между ними, был сделан вычто глобальные вариации градиента потенциала вод о том. электрического поля атмосферы помимо других причин определяются распределением по высоте объемных зарядов в атмо-сфере.

Однако интерпретация факта более яркого проявления унитарной вариации в определенном диапазоне высот, приведенная в [1], не является единственно возможной и выводы достаточно формальны.

По существу в [1] ищется место расположения второй обкладки конденсатора с непроводящим диэлектриком, внутри которогоилотность объемного заряда распределена по экспоненциальному закону, причем должно удовлетворяться условие, что на некотором уровне *h* внутри конденсатора электрическое поле равно нулю. Однако подобная электростатическая модель в применении к реальной атмосфере не является правомерной, ибо в атмосфередля процессов, длящихся часами, не существует наружной обкладки конденсатора, в которой бы индуцировались заряды атмосферы. Распределение полей и зарядов подчиняется законам стационарного поля. Моделью земного шара является проводящий шар. по-

труженный в среду, электрическая проводимость которой экспоненциально возрастает по мере удаления от поверхности шара. Математическое и экспериментальное исследования такой модели выполнены в [5, 6].

Возможно более простое объяснение проявления унитарной суточной вариации градиента потенциала электрического поля атмосферы в определенном диапазоне высот.

Пусть, согласно [1], у поверхности земли градиент потенциала электрического поля E₀ равен сумме унитарной и локальной жомпонент E_{у0}+E_{л0}, причем обе компоненты в общем случае соизмеримы по величине. В то же время, согласно известным данным, для условий ясной погоды в среднем [1] $E_{6 \text{ км}} \ll E_0$ и $E_{y, 6 \text{ км}} \ll E_{y0}$, Ел. 6 км «Ело, где индекс 6 км показывает, что данные по напряженности поля относятся к высоте 6 км, являющейся максимальной высотой зондирования атмосферы, для которой приводятся данные в [1]. Для высоты, где лучше всего проявляется унитарная вариация, согласно [1], можно написать: $E_h = E_{vh}$, а $E_{\pi h} = 0$. Это означает при учете приведенных выше неравенств, что величина объемного заряда атмосферы, вызывающего локальные вариации электрического поля атмосферы у поверхности земли выше слоя h, близка к нулю. Такое объяснение кажется физически оправданным. В условиях ясной погоды именно вблизи поверхности земли наиболее активно действуют генераторы сбъемного заряда и наиболее изменчиво значение электропроводности воздуха. Все это факторы, порождающие локальные вариации градиента электрического поля атмосферы.

Можно предположить, что в слое, где наблюдается унитарная вариация градиента потенциала, электропроводность воздуха в среднем не очень значительно меняется в течение суток. В то же время отсутствие подобия суточного хода градиента потенциала и унитарной вариации на некоторых высотах выше этого слоя (при значениях градиента ~0,1 В/см результаты измерений соизмеримы с ошибками измерений) может свидетельствовать о большей относительной изменчивости электропроводности воздуха на этих высотах. Однако последние соображения нуждаются в экспериментальной проверке.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
- 2. Чубарина Е. В. Результаты измерений потенциалов атмосферы на высоте
- б км в период МГГ—МГСС. Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 92.
 М ühleisen R., Riekert H. Luftelektrische Messungen auf dem Meer— "Meteor" Forschungsergebn. 1970, Bd. 5, ss. 23—45.
 Markson R., Kamra A. K. Airborne and ground measurement of the atmos-

- pheric potential gradient during a solar eclipse.— J. Atm. Terr. Phys., 1971, v. 33, No. 7, p. 1107.
 5. Paltridge G. W. Universal aspects of atmospheric electricity.— J. Geomagn. and Geoelectr., 1967, v. 19, No. 4, p. 297.
 6. Anderson R. V., Gathman S. G. Analog simulation of global electric currents.— Planetary Electrodynamics, v. 2, 183 p. Gordon and Breach Science Publishers. N. Y.— London Paris, 1969.

Е. Л. МАХОТКИНА

НОРМАЛЬНЫЕ ДНИ В СВЕТЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ

Согласно давно сложившимся представлениям, колебания градиента потенциала V' являются результатом сложения регулярных вариаций «нормального» поля и вариаций, вызванных местными незакономерными возмущениями [1, 2]. При этом предполагается, что для выделения регулярных невозмущенных вариаций можно воспользоваться метеорологическими данными, выбирая так называемые «нормальные дни» или дни с хорошей безоблачной погодой, исключая при этом все случаи, когда наблюдались отрицательные значения V'. Однако в ряде работ отмечается, что кривые среднего суточного хода V', вычисленного по всем дням, в основном повторяют соответствующие кривые для нормальных дней, но идут на более низком уровне [3, 4]. Вопрос о возможности выделения каких-либо нормальных и аномальных значений V' непосредственно по данным наблюдений за градиентом потенциала на каждой станции, не используя условно принятые допущения о нормальном ходе V', его предельные значения и подходящие погодные условия, до сих пор не ставился. Поэтому была сделана попытка исследовать совокупности всех ежечасных значений V' (за каждый месяц) и выяснить их характерные особенности.

Предварительная обработка табличных данных, публикуемых в ежемесячниках [5], заключалась в подсчете повторяемости различных значений V' (в процентах от общего числа). Так как в литературе всегда отмечается изменчивость значений V' и наличие случайных колебаний, естественно обратиться к нормальному закону распределения и выяснить возможность использования его для характеристики распределения V' по величине и для обоснованного выделения аномальных чисел.

Статистическая обработка данных о распределении ежечасных значений V'_1 , V'_2 , V'_3 , ..., представленных в интегральной форме и характеризуемых величиной P(V'), т. е. вероятностью превышения порога V', производилась графическим методом с помощью вероятностной сетки [6]. Когда значения исследуемой величины распределены в строгом соответствии с нормальным законом Гаусса, экспериментальные точки, нанесенные на вероятностную сетку, располагаются на прямой линии. Просмотр целой серии графиков P(V'), построенных по ежечасным данным за 1964 г. для ряда станций, показал, что встречаются случаи, когда все или почти все точки располагаются на прямой линии. Однако линейная зависимость часто нарушается за пределами основного участка (90% > P(V') > 10%), причем изгиб линий вверху (когда $P(V') \ge 90\%$) и внизу (P(V') < 10%) выделяется особенно резко

вследствие быстрого возрастания процентных делений на краях вероятностной шкалы. Несмотря на встречающиеся в ряде случаев ограничения можно считать, что линейная аппроксимация хода P(V') позволяет получить характеристику изменчивости V' в первом приближении. Па-

раметры нормального распределения (медиана V'_m и стандартное отклонение σ) легко находятся по наклону и расположению прямых, проведенных по точкам, лежащим преимущественно в пределах основного интервала.

При сопоставлении парных значений (Vm, σ), полученных в результате графи- 100 ческой обработки данных, обнаружена была вполне определенная тенденция К взаимосвязанным изменениям этих статистических параметров (в абстрактном смысле совершенно независимых). Наглядное представление о характере этой связи дают кривые годового хода V_m и $k\sigma$ (рис. 1), полученные по данным наблюдений, сделанных в 1964 г. Мурманске, Воейково, в Аахене, Одессе, Душети и Ташкенте [5]. Для удобства при сравнении хода V' и σ были использованы масштабные коэффициенты (k), равные отношению средних годовых значений V' к средним годовым значениям о. Значения k. вычисленные для каждой станции в от-



(сплошная линия) и k о (пунктирная). 1 — Мурманск, k=1,2; 2 — Воейково, k=1,4; 3 — Аахен, k=1,5; 4 — Одесса, k=1,3; 5 — Душети, k=1,5; 6 — Ташкент, k=1,2.

дельности, оказались довольно близкими по величине (в среднем $k \approx 1,5$). Добавим попутно, что медианные значения V'_m в большинстве случаев практически не отличаются от средних месячных значений V' (по всем дням).

После общей характеристики основных статистических закономерностей распределения значений V' нужно попытаться учесть специфическую особенность экспериментальных данных и снять ограничения, вызванные часто встречающимися отклонениями от





нормального закона на краях диапазона изменения V'. Примеры, приведенные на рис. 2, еще более определенно раскрывают содержание поставленной задачи. Кроме практически прямолинейных графиков с небольшими несистематическими отклонениями вовсем (или почти во всем) диапазоне изменения P(V'), по крайней мере от 1—2 до 97—98% (рис. 2 *a*), особенно часто встречаются кривые, изогнутые в разные стороны на уровнях порядка:



построенные по данным наблюдений в 1964 г. тябрь; 3 — Ташкент, декабрь; 4 — Потсдам, январь; 5 — Аахен, август; 3 — Воейково, май; 4 — Мурманск, сентябрь; 5 — Душети, июнь; Дубрава, январь; 4 — Мурманск, январь; 5 — Воейково, май.

63 :

10 и 90% (рис. 2 б). Несимметричные кривые с загибом только с одной стороны (в верхней или нижней части графика), представленные также на рис. 2 б, попадаются редко. Характерные изгибы кривых на рис. 2 б указывают на то, что в отличие от нормальной кривой Гаусса, дифференциальное распределение значений V' часто имеет более пологие края. Попытка использовать распределение Стьюдента [6] не дала достаточно удовлетворительных результатов, так как в ряде случаев кривые полностью не спрямлялись даже при очень малых значениях параметра m=3. Кроме того, дополнительные затруднения вызвала бы необходимость интерпретации такого представления. После этого было замечено, что подходящий способ расширения краев дифференциальной кривой распределения, обеспечивающий при этом исключение нереально больших абсолютных значений V', основан на использовании комбинации из двух нормальных распределений с одинаковыми медианами, но различными о. Вероятностная шкала, необходимая для построения комбинированной сетки, рассчитывается в таком случае по формуле $2P(x) - 1 = \alpha \Phi(x) + \beta \Phi(nx)$, где α , β и n — некоторые коэффициенты (причем $\alpha + \beta = 1$), $\Phi(x)$ — интеграл вероятностей. На основании примерных оценок загнутых «хво-«стов» кривых были подобраны следующие значения коэффициентов: $\alpha = 0.8$, $\beta = 0.2$, n = 0.3. Особенности найденного комбинированного распределения проще всего показать путем сравнения его с нормальным распределением. Приведем ординаты вероятностных шкал для нормального (x^*) и комбинированного (x) распределения, а также отношения величин $(x^*/x=r)$:

Таблица 1

P(x))	%			•	•	•			•		•					60	70	80	8 5	90	92	94	95
х.	•	•			•		•	•		•	•				•		0,25	0,52	0,84	1,04	1,28	1,41	1,55	1,64
- <i>x</i> *			•	•								•	•				0,30	0,62	1,02	1,28	1,67	1,90	2,25	2.51
r.	·	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	·	•	1,20	1,20	1,21	1,23	1,31	1,35	1,45	1,5 ₃
P(x))	%	•	•				•	•	•				•			95,5	96	96, 5	97	97,5	98	9 8,5	99
<i>x</i> .	•	•	•		•	•	•	•		•	•		•		•		1,70	1,75	5 1,81	1,88	1,96	2,05	2,17	2,33
_x* .					•		•	•	•	•			•			•	2,69	2,90	3,16	3,47	3,84	4,27	4,80	5,48
x.																	1.58	1.66	5 1.75	5 1.85	1.96	2.08	2.21	2.35

Как видно из приведенных данных, до $P(x) \sim 85\%$ (т. е. в интервале 85% > P(x) > 15%) комбинированная шкала подобна нормальной, а на краях (при P(x) > 85% и соответственно P(x) < < 15%) начинает заметно растягиваться.

Графики распределения P(V'), построенные на комбинированной сетке (рис. 2 в), могут быть аппроксимированы прямыми линиями, отклонения от которых носят случайный, а не систематический характер. Для этого примера были выбраны часто встречающиеся распределения P(V'), которые представляются на нормальной вероятностной сетке кривыми, загнутыми сверху и снизу

*"*64

(типа большинства кривых на рис. 2 б). Несимметричные кривые (с загибом только с одной стороны на нормальной сетке) здесь не рассматриваются, так как они встречаются редко и относятся к тем исключительным случаям, когда медианы комбинируемых распределений значительно отличаются друг от друга.

Так как при использовании комбинированной сетки получаются в основном прямолинейные характеристики распределения *P(V')* со сравнительно небольшими случайными колебаниями (рис. 2 в), можно считать, что результаты проверки, сделанной графическим методом [6, 7], подтверждают правильность выдвинутой статистической гипотезы. Следовательно, совокупность ежечасных значений V' за достаточно продолжительный промежуток времени (месяц) состоит обычно из двух подмножеств или компонентов с нормальным (гауссовским) распределением V' в кажлом из них. Встречаются также однокомпонентные распределения, примеры которых приведены на рис. 2 а. Эти факты заставляют снова обратиться к вопросу о том, что же представляют собой нормальные дни (или дни хорошей погоды). С одной стороны, традиционные условия, согласно которым выбираются нормальные дни, обычно выполняются редко, так что подавляющая часть относится к ненормальным дням. В частности, исключаются дни, когда наблюдались слишком малые (отрицательные) и слишком большие значения V' [5]. С другой стороны, к компоненту комбинированного распределения, характеризуемому слагаемым $0,2\Phi(0,3x)$, относится только 20% данных, но в это число вследствие vвеличенного значения $\sigma_2 = 3^{1}/_{3}\sigma_1$ (согласно коэффициенту 0,3 при аргументе x) попадает большинство случаев, когда абсолютные значения V' велики. Кроме того, отрицательные значения V'. как правило, согласуются с общими статистическими закономерностями распределения изучаемых величин и не являются поэтому аномальными. Исключение отрицательных значений V' должно привести к возрастанию средних величин $\overline{V'_{n}}$ для нормальных дней по сравнению со средними \overline{V}_{μ} для всех дней. К этому в основном и сводится различие результатов обработки данных соответствующих выборок [3]. Более полные данные, характеризующие величину $\overline{V'_{\scriptscriptstyle B}}/\overline{V'_{\scriptscriptstyle H}} = q$, приведены в табл. 2. Значения q₁ вычислены по наблюдениям, сделанным в 1964 г. на четырех станциях (Мурманск, Воейково, Одесса, Душети), q_2 по данным пяти станций (Мурманск, Воейково, Одесса, Душети, Ташкент) за 4 года (1964—1967 гг.), q₃ — по данным 17 станций (Мурманск, Дурбес, Уккль, Воейково, Высокая Дубрава, Потсдам, Иркутск, Киев, Будапешт, Одесса, Душети, Ташкент, Какнока, Сокорро, Мемамбетсу, Лиссабон, Свидер) за эти же 4 года, но с пропусками. Исходные значения \overline{V}_{μ} и \overline{V}_{μ}' взяты из ежемесячников [5], где они обозначены через A и N. В подавляющем большинстве случаев получаются очень близкие средние величины q. и только на трех английских станциях (Лервик, Эксдалемюир, Кью) и в Большой Елани значения q заметно завышены и выделены поэтому в строчку (q_4). Появление завышенных величин qпо крайней мере на всех трех английских станциях, вероятно, связано с особенностями обработки первичных данных.

Зная параметры статистического распределения значений V', можно теоретически подсчитать, как изменятся средние значения $\overline{V'}$ при исключении отрицательных величин. Рассмотрим более общий случай, когда повторяемость различных значений рассматриваемой величины (y) характеризуется линейной комбинацией двух нормальных распределений с одинаковыми медианными зна-

Таблица 2

										I	п	ш	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	xı	XII	Год
q_1			•	•	•			•		0,6	1,0	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,7	[, 1	0,8
q_2				 •						0,8	1,0	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,8	0,9	0,8
q_3	,			 •				•		0,8	0,9	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
q_{4}	• • • •	•	•	 •	•	•	•	.•	•	1,2	1,3	1,3	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,3	1,1

чениями (y_m) и различными стандартными отклонениями $(\sigma_1 \ u \ \sigma_2)$. При этом исходное выражение для плотности вероятности W(y) имеет следующий вид:

$$W(y) = A\left\{\alpha^{*}e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y-y_{m}}{\sigma_{1}}\right)^{2}} + \beta^{*}e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y-y_{m}}{\sigma_{2}}\right)^{2}}\right\},$$
 (1)

где A — нормирующий множитель, α^* и β^* — некоторые коэффициенты. Величина нормирующего множителя определяется по общему условию

$$\int_{-\infty}^{\infty} W(y) dy = 1, \qquad (2)$$

следовательно,

$$A \alpha^* \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y - y_m}{\sigma_1}\right)^2} dy + A \beta^* \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y - y_m}{\sigma_2}\right)^2} dy = 1.$$
 (3)

Полагая $[(y - y_m)/\sigma_1] = t_1$, $[(y - y_m)/\sigma_2] = t_2$ так, что $dy = \sigma_1 dt_1 = \sigma_2 dt_2$ преобразуем выражение (3)

$$A \alpha^* \sigma_1 \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{1}{2} (t_1)^2} dt_1 + A \beta^* \sigma_2 \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{1}{2} (t_2)^2} dt_2 = 1.$$
 (4)

Как известно, интегралы, входящие в формулу (4), имеют значение $\sqrt{2\pi}$ Поэтому

$$A = \frac{1}{\sqrt{2 \pi (\alpha^* \sigma_1 + \beta^* \sigma_2)}}.$$
 (5)

Подставляя полученное значение A в исходное выражение (1) и пользуясь снова подстановкой $[(y-y_m)/\sigma] = t$ при соответствующей комбинации индексов 1, 2, можно получить формулу для

P(y), т. е. вероятность превышения значения y

$$P(y) = \int_{y}^{\infty} W(y) dy = \frac{\alpha}{2} \left[1 - \Phi\left(\frac{y - y_m}{\sigma_1}\right) \right] + \frac{\beta}{2} \left[1 - \Phi\left(\frac{y - y_m}{\sigma_2}\right) \right].$$
(6)

В этой формуле использованы следующие обозначения:

$$\alpha = \frac{\alpha^* \sigma_1}{\alpha^* \sigma_1 + \beta^* \sigma_2}, \quad \beta = \frac{\beta^* \sigma_2}{\alpha^* \sigma_1 + \beta^* \sigma_2}, \quad (7)$$

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-x}^{x} e^{-\frac{t^2}{2}} dt.$$
 (8)

Если учитывать только положительные значения у, получается распределение $W_1(y)$, определяемое соотношениями $W_1(y) = 0^{\circ}$ при y < 0 и $W_1(y) = W(y) : P(0)$ при $y \ge 0$. Подсчитаем среднее значение $\overline{y_1}$ для распределения $W_1(y)$. Возвращаясь к формуле (1) и учитывая, что при выбранных обозначениях $A\alpha^* = \alpha/(\sigma_1\sqrt{2\pi})$, $A\beta^* = \beta/(\sigma_2\sqrt{2\pi})$, можно написать (для $y \ge 0$)

$$W_{1}(y) = \frac{\alpha}{P(0)\sigma_{1}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y-y_{m}}{\sigma_{1}}\right)^{2}} + \frac{\beta}{P(0)\sigma_{2}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y-y_{m}}{\sigma_{2}}\right)^{2}}, \quad (9)$$
Allowing the matrix is a standard structure of the structure of the standard structure of the standard structure of the struct

причем

$$\overline{y_1} = \int_0^\infty y \, W_1(y) \, dy \tag{10}$$

является суммой двух однотипных слагаемых. Определим сначала величину первого слагаемого

$$\overline{y_{1a}} = \frac{\alpha}{P(0)\sigma_1 \sqrt{2\pi}} \int_0^\infty y e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y-y_m}{\sigma_1}\right)^2} dy, \qquad (11)$$

используя подстановку (*у*-*y_m*)/σ₁ = *t* и интеграл вероятностей $\Phi(x)$

$$y_{1a} = -\frac{\alpha \sigma_1}{P(0)\sqrt{2\pi}} \int_{\frac{y_m}{\sigma_1}}^{\infty} \left[e^{-\frac{1}{2}t^2} \right]' dt + \frac{\alpha y_m}{P(0)\sqrt{2\pi}} \int_{-\frac{y_m}{\sigma_1}}^{\infty} e^{-\frac{1}{2}t^2} dt, \quad (12)$$

откуда

$$W_{1a}(y) = \frac{\alpha \sigma_1}{P(0)\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{y_m}{\sigma_1}\right)^2} + \frac{\alpha y_m}{2P(0)} \left[1 + \Phi\left(\frac{y_m}{\sigma_1}\right)\right].$$
(13)

Для второго слагаемого получается аналогичное выражение, в котором σ₁ и α заменены соответственно σ₂ и β. В результате суммирования всех слагаемых находится искомое значение y_1

$$\overline{y_{1}} = \frac{\alpha \sigma_{1}}{P(0)\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y_{m}}{\sigma_{1}}\right)^{2}} + \frac{\beta \sigma_{2}}{P(0)\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y_{m}}{\sigma_{2}}\right)^{2}} + \frac{\alpha y_{m}}{2P(0)} \left[1 + \Phi\left(\frac{y_{m}}{\sigma_{1}}\right)\right] + \frac{\beta y_{m}}{2P(0)} \left[1 + \Phi\left(\frac{y_{m}}{\sigma_{2}}\right)\right], \quad (14)$$

причем входящая в это выражение величина P(0) определяется по формуле (6)

$$P(0) = \frac{\alpha}{2} \left[1 + \Phi\left(\frac{y_m}{\sigma_1}\right) \right] + \frac{\beta}{2} \left[1 + \Phi\left(\frac{y_m}{\sigma_2}\right) \right].$$
(15)

После подстановки значения P(0) в формулу (14) окончательное выражение для $\overline{y_1}$ принимает следующий вид:

$$\overline{y_1} = y_m + \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{\alpha \sigma_1 e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y_m}{\sigma_1}\right)^2 + \beta \sigma_2 e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{y_m}{\sigma_2}\right)^2}}{\alpha \left[1 + \Phi\left(\frac{y_m}{\sigma_1}\right)\right] + \beta \left[1 + \Phi\left(\frac{y_m}{\sigma_2}\right)\right]}.$$
(16)

С помощью формулы (16) можно подсчитать отношение средних значений y_1 и $y=y_m$, получаемых при выборочном и полном осреднении искомых величин. Примем, как было получено ранее, что $\alpha=0.8$, $\beta=0.2$, $\sigma_1=0.3\sigma_2$. Обозначим отношение средней из положительных значений \overline{V}_+ к общей средней величине \overline{V} через $R_+ = (\overline{V}_+')/(\overline{V}')$. Тогда при $(V_m/\sigma) = 2, R_+ = 1.22$. Следовательно, исключение отрицательных значений \overline{V}' может привести в ряде случаев к заметному изменению \overline{V}' , приближающемуся по порядку величины к изменениям, появляющимся при переходе от \overline{V}_1 к средним значениям \overline{V}'_μ по нормальным дням.

В заключение кратко перечислим основные результаты проведенной работы. Статистические свойства совокупности значений V' за достаточно длительный промежуток времени (месяц) не дают оснований для выделения каких-либо нормальных величин (кроме статистических параметров) и, в частности, не позволяют считать аномальными отрицательные значения V' (по крайней мере, в подавляющем большинстве случаев). Скорее всего, можно говорить только об обычных и возмущенных условиях. Обычные условия встречаются приблизительно в 4 раза чаще, чем возмущенные. При возмущенных условиях случайные колебания V' резко возрастают по сравнению с колебаниями при обычных условиях. В обоих случаях распределение значений V' подчиняется нормальному закону Гаусса, но при переходе от общих условий к возмущенным величина стандартного отклонения о вырастет приблизительно в 3 раза. Определенно выраженная тенденция қ параллельным изменениям $\overline{V'} \sim \overline{V'}_m$ и σ дает некоторые указания на возможную связь общего электрического поля с местными локальными факторами (по самой грубой оценке из условия о=0 следует $V'_{m} = 0$). В таком случае установление четкой границы между случайными (местными) вариациями и регулярными (общими для всей земли) изменениями V' становится особенно затруднительным.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Оболенский В. Н. Метеорология, ч. II. Л. М., Гидрометеоиздат, 1939. 2. Тверской П. И. Курс метеорологии (физика атмосферы). Л., Гидрометеоизлат. 1962.
- 3. Тверской П. Н., Огороднов Д. Е. Некоторые выводы из наблюдений нал электрическим полем в п. Воейково за три года (1948-1950 гг.). - Труды ГГО, 1952, вып. 35 (97), с. 12-20.
- 4. B h a r t e n d u. The atmospheric electric potential gradient variation at land stations. Arch. Meteor., Geophys. und Bioklimat., 1969, Ser. A, Bd. 18, Nr. 3/4, ss. 345-363.
- 5. Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть). Л., изд. ГГО. 1966.
- 6. Шторм Р. Теория вероятностей, математическая статистика, статистический контроль качества. М., «Мир», 1970.
- 7. Худсон Л. Статистика для физиков. М., «Мир»., 1970.

Л. Г. МАХОТКИН

СНОВА К ГИПОТЕЗЕ ЭБЕРТА?

Время от времени делались попытки обнаружить в среднем годовом ходе отдельных метеорологических элементов частные колебания, связанные с определенными календарными датами. Иногда при таких поисках ставилась более конкретная задача о выяснении возможного влияния метеорной пыли на атмосферу земли, благодаря чему уточнялось время появления ожидаемых колебаний (связываемых, например, с наиболее интенсивными метеорными потоками [1]). В области атмосферного электричества подобные исследования, по-видимому, не проводились, хотя еще давно под влиянием идей Аррениуса возникли более общие предположения, оказавшиеся несостоятельными с точки зрения решения основной проблемы сохранения электрического заряда земли [2]. Тем не менее не было оснований заранее отрицать возможность проявления некоторых частных эффектов, приуроченных к отдельным календарным датам.

С целью выяснения этого вопроса средний годовой ход градиента потенциала V' был подсчитан для нескольких станций не по средним месячным значениям, как это делается обычно, а по средним суточным величинам. Длительность периодов, использованных для осреднения данных, была не очень велика, но все же значительна, так как превышала в основном 10 лет (Воейково - 21 год, Высокая Дубрава - 12 лет, Одесса - 12 лет, Лиссабон — 5 лет). На построенных кривых годового хода V' имелось множество незакономерных колебаний с особенно большими амплитудами в зимнее время. Для пробы по данным наблюдений в Воейково была построена дополнительно кривая годового хода медианных значений V'. Результаты такого контрольного подсчета подтверждают отсутствие сколько-нибудь существенных изменений характера кривой годового хода в случае использования медиан вместо средних значений V'. Наконец, можно было допустить, что сравнительно устойчивые особенности отдельных участков кривых выделятся и станут более заметными после некоторого сглаживания случайных колебаний в результате применения скользящих средних значений. Поэтому следующий ряд кривых

годового хода V' был построен по скользящим 5-дневным средним суточным значениям V'.

При попарном сопоставлении кривых годового хода V' в различных пунктах (Воейково — Высокая Дубрава, Воейково — Одесса) не удалось найти никаких частных особенностей и устойчиво повторяющихся короткопериодических колебаний, связанных с определенными календарными датами. Более того, в результате подразделения ряда наблюдений в Воейково на две части (1948— 1957 гг. и 1958—1968 гг.) с последующим построением кривых, осредненных соответственно за 10 и 11 лет, выяснилась не только пространственная, но и временная неустойчивость многочисленных мелких колебаний, возникающих, очевидно, вследствие случайных комбинаций различных факторов. Этот вывод, с одной стороны, не вытекает непосредственно из результатов недавно проведенных работ, в которых низкие коэффициенты корреляции между значениями V' на различных станциях были получены по всему ряду наблюдений в целом [3-5], и, с другой стороны, не имеет никакого отношения к проводимым иногда поискам связи V' с магнитной и солнечной активностью [6-8], так как в последнем случае выборка данных носит индивидуальный характер для кажлого года.

В процессе безрезультатных поисков сравнительно кратковременных вариаций V', связанных с какими-либо определенными календарными датами, невольно было обращено внимание на основные особенности полученных кривых годового хода в Воейково и в Высокой Дубраве — постепенное повышение значений V'в конце осени и зимой, сменяемое очень резким спадом весной. Сезонные колебания значений V' в более южных пунктах сглаживаются и уменьшаются по амплитуде, но все же имеют вполне заметную величину не только в Одессе, но и в Лиссабоне.

Благодаря наличию четко фиксируемых сезонных переходов на кривой годового хода V' в Воейково появляется возможность привязки годовых колебаний V' к колебаниям какого-то другого элемента. Влияние различных метеорологических элементов на величину градиента потенциала изучалось, вероятно, не менее 100 лет и продолжает изучаться до сих пор [9—11]. Как правило, изменения V' в зависимости от изменения отдельных метеорологических элементов не имеют вполне определенного характера и могут быть установлены лишь при большом осреднении данных. Возможно, что в тех случаях, когда вблизи данного пункта имеются локальные источники загрязнений, наиболее четкий характер носит зависимость V' от направления ветра [12]. Таким образом, в различных работах было исследовано возможное влияние на величину V' всех метеорологических элементов, кроме, быть может, одного снежного покрова. Между тем, в данном случае расположение характерных особенностей кривой годового хода V' вполне согласуется со средними датами появления и схода снежного покрова.

На рис. 1 представлен график среднего годового хода V' и средней высоты снежного покрова h по данным наблюдений в Воейково за период 1948—1969 гг. Для построения графика использовались скользящие 5-дневные средние значения V'. Как видно из этого рисунка, в теплое время года наблюдаются преимущественно нерегулярные изменения значений V' около некоторого среднего уровня. В холодное время года, после появления снежного покрова и до его исчезновения, отмечается значительное повышение значений V' по сравнению со средним уровнем, характерным для теплого периода. Кривая высоты снежного покрова неожиданно оказалась аналогичной кривой V' и в среднем почти



Рис. Годовой ход средних значений градиента потенциала V' (1) и высоты снежного покрова h (2) по наблюдениям в Воейково.

совмещается с ней, если в качестве нулевого уровня выбрать среднее летнее значение V'. Подобные выводы о связи повышенных значений V' с наличием снежного покрова получаются также по данным наблюдений в Высокой Дубраве, обработанным за период 1958—1969 гг. Соответствующие кривые V' и h хорошо согласуются по фазе, но несколько отличаются по форме. Возможно, это объясняется более коротким периодом осреднения (12 лет), так как нерегулярные колебания средних значений V' осгаются еще очень большими. Зимнее повышение значений V' в тех пунктах, где нет или почти нет устойчивого снежного покрова (Одесса, Лиссабон) должно вызываться крупномасштабными изменениями атмосферно-электрических условий в других районах, покрытых в это время снегом.
Выдвижение нового фактора, вызывающего крупномасштабные изменения средних значений V', само по себе не противоречит распространенной в настоящее время гипотезе о грозах как причинах возникновения унитарной вариации. Казалось, можнобыло бы принять компромиссный вариант, считая, что суточная унитарная вариация вызывается грозами, а годовая — появлением снежного покрова. В частности, максимум значений V', наблюдаемый зимой (северное полушарие) очень хорошо увязывается с данными о распределении переменного снежного покрова: в северном полушарии его площадь составляет 59.10⁶ км², а в южном полушарии — всего 2.10⁶ км² [13].

Однако в зависимости от сезона изменяются не только средние суточные значения V', но и форма кривых суточного хода V' [14, 15]. Границы теплого (апрель — сентябрь) и, соответственно, холодного сезона (октябрь — март), выбранные при анализесуточного хода V', достаточно близки к границам, получаемым покривой годового хода V' (май — октябрь и ноябрь — апрель). Допущение о настолько согласованном действии совершенно различных факторов будет, по крайней мере, весьма искусственным, особенно если учесть, что как суточные, так и годовые вариации освещенной площади активной поверхности суши согласуются с суточной и годовой унитарной вариацией V' [16]. Возможность привлечения результатов этих расчетов обеспечивается тем, чтопо определению вариации общей площади активной поверхности суши тесно связаны с вариациями площади снежного покрова.

Имеющиеся в настоящее время данные о вариациях V', наблюдаемых на большинстве станций, лучше увязываются с данными об изменении негрозовых факторов, чем с выводами, полученными на основании грозовой гипотезы, уже подвергавшейся [17]. Вопрос о конкретных процессах, вызывающих критике крупномасштабные вариации V, остается пока открытым. Связь годовых вариаций V' с появлением снежного покрова может быть объяснена, вероятно, только с точки зрения вариаций естественной радиоактивности атмосферы. Гипотеза Эберта, согласно которой естественной радиоактивности отводилась главная роль. при решении основной проблемы атмосферного электричества, может снова привлечь внимание именно с этой стороны, не касаясь предложенных и опровергнутых уже давно конкретных механизмов переноса зарядов. В своей конкретной форме гипотеза Эберта была отвергнута еще давно, но вместе с этим создавалось и утверждалось представление о пассивной роли естественной радиоактивности атмосферы, не представляющей интереса при решении основных задач атмосферного электричества. Результаты анализа фактических данных постепенно приводят к выводу о необходимости пересмотра сложившихся представлений о роли естественной радиоактивности.

- 1. Калитин Н. Н. Космическая пыль по актинометрическим измерениям.-ДАН СССР, 1944, т. 45, № 9, с. 395—398.
- Швейдлер Э. Сохранение электрического заряда Земли. М. Л., Объедин. научно-техн. изд., 1936.
- 3. Israël H., De Bruin P. The present status of atmospheric electric research.— Arch. Meteor., Geophys. und Bioklimat., 1967, Ser. A, Bd. 16, Ss. 281—289.
- 4. Bhartendu. The atmospheric electric potential gradient variation at land stations.— Arch, Meteor., Geophys. und Bioklimat., 1969, Ser. A, Bd. 18, Nr. 3/4, Ss. 345—364.
- 5. Bhartendu. Correlation of electric potential gradients at land stations and their implication on the classical picture of atmospheric electricity.— Pure and Appl. Geophys., 1971, v. 84, pp. 13-26.
- 6. Rao M. On the possible influence of the magnetic activity on the atmospheric electric parameters.— J. Atm. Terr. Phys., 1970, v. 32, No. 8, pp. 1431-1437.
- 7. Reiter R. Further evidence for impact of solar flares on potential gradient and air-earth current characteristics at high mountain stations .- Pure and Appl. Geophys., 1971, v. 86, pp. 142-158.
- 8. Markson R. Considerations regarding solar and lunar modulation of geophysical parameters, atmospheric electricity and thunderstorms .-- Pure and Appl Geophys., 1971, v. 84, pp. 161-200.
- 9. Панченко М. Атмосферное электричество. Записки математического отде ления Новороссийского о-ва естествоиспытателей, т. 20 и т. 30, Одесса 1901, 1906.
- 10. Лободин Т. В., Басукова Т. А. К построению карты напряженности электрического поля атмосферы для территории Советского Союза. Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 69—78.
- 1. Bhartendu, Relation of atmospheric potential gradients with meteorological elements — cross power spectral analysis.— Pure and Appl. Geophys., 1971, v. 88, pp. 210-227.
- 12. Pakiam J. E., Maybank J. Some short-term local influences of wind direction on atmospheric electricity at ground level at Saskatoon. Tellus, 1969. v. 21, No. 6, pp. 844—851. 13. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометео
- издат, 1968.
- 14. Махоткин Л. Г. Средний суточный ход градиента потенциала по данным наблюдений в период МГГ и МГСС. Труды ГГО, 1969, вып. 242 c. 113—117.
- 15. Махоткин Л. Г. Сезонные изменения среднего суточного хода градиента
- потенциала. Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 79—84. 16. Салувере Т. А. Суточные изменения площади освещенной части суши.-Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 39-47.
- 17. Лободин Т. В. К вопросу о грозовой теории атмосферного электричест ва.—«Метеорология и гидрология», 1968, № 10.

Л. С. МОРДОВИИА

СЛУЧАЙНАЯ ЭЛЕКТРИЗАЦИЯ ЧАСТИЦ ПРИ СТОЛКНОВЕНИЯХ

В работах [1, 2] было показано, что большая частица, падая через облако и сталкиваясь с более мелкими, электризуется, если хотя бы часть столкновений не сопровождается слиянием частиц. При каждом столкновении заряд частицы-мишени меняется

следующим образом [2]:

$$Q(t_{i+1}) - Q(t_i) = q - \beta Q(t_i),$$
 (1)

где $Q(t_i)$ и $Q(t_{i+1})$ — соответственно заряд рассматриваемой частицы до и после столкновения, t_i — моменты столкновений, коэффициент β характеризует унос заряда мелкой частицей и выражается через коэффициенты емкости и электростатической индукции, для сферических частиц $\beta = 1,5 \frac{r^2}{R^2}$ (r и R — радиусы сталкивающихся частиц), q— заряд, разделяемый при разрыве контакта частиц за счет разности их химических потенциалов. Там же было указано, что q— величина случайная, распределенная по нормальному закону. В предположении, что при $\beta \ll 1 Q(t)$ меняется непрерывным образом, уравнение (1) заменялось дифференциальным уравнением [2], для которого находились статистические характеристики функции Q(t) [1].

В настоящей работе f[Q(t)] — плотность распределения заряда Q через время t после начала процесса — будет найдена для произвольных значений β .

Из уравнения (1) следует, что

ann Tarrai

$$Q(t_i) = q + (1 - \beta)Q(t_{i-1}) = \sum_{k=0}^{i-1} (1 - \beta)^k q.$$

Найдем $\phi[Q(t_i)]$ — плотность распределения частиц по зарядам в моменты t_i .

Сумма конечного числа нормальных случайных величин тоже распределена по нормальному закону, поэтому $\varphi[Q(t_i)]$ — нормальное распределение, параметры которого легко найти (здесь

и далее $E[\xi]$ и $D[\xi]$ — соответственно математическое ожидание и дисперсия случайной величины ξ :

$$E[Q(t_i)] = \sum_{k=0}^{i-1} (1-\beta)^k E[q] = \frac{1-(1-\beta)^i}{\beta} E[q],$$

$$D[Q(t_i) = \sum_{k=0}^{i-1} (1-\beta)^{2k} D[q] = [1-(1-\beta)^{2i}] \frac{D[q]}{2\beta-\beta^2}.$$
 (2)

Если столкновения происходят через равные промежутки времени, то из (2) с помощью подстановки
$$i=nt$$
, где n — число столкновений в единицу времени, просто находятся параметры распределения величины $Q(t)$ как функции времени. В случае, когда $\beta \ll 1$ полученные формулы с точностью до величин порядка β^2 приводятся к выражениям, приведенным в работе [1]. Пользуясь тем, что при $x \ll 1$ $\ln(1-x) \simeq -x$, можно записать $(1-\beta)^i \simeq e^{-\beta}$ и окончательно

$$E[Q(t)] = (1 - e^{-\beta nt}) \frac{E[q]}{\beta}, \quad D[Q(t)] = (1 - e^{-2\beta nt}) \frac{D[q]}{2\beta}.$$
 (3)

Столкновения облачных частиц друг с другом происходят случайным образом, поэтому вместо предположения i = nt необходимо ввести закон распределения числа столкновений i за время t. В случае, если вероятность столкновения не зависит от заряда частицы, что для больших частиц справедливо, то столкновения происходят в соответствии с распределением Пуассона с параметром n, равным среднему числу столкновений в единицу времени.

Событие A, означающее, что за время t на мишени накопится заряд Q, есть объединение событий $A_i(A = \bigcup A_i, i=0, 1, 2)$ каждое из которых состоит в том, что за время t произойдет i столкновений и при этом накопится заряд $Q(t_i)$, поэтому вероятность события A - P(A) выражается через вероятности событий A следующим образом:

$$f[Q(t)] = P(A) = \sum_{i=0}^{\infty} P(A_i).$$
 (4)

В свою очередь каждое из событий A_i есть пересечение двух событий: 1) события, состоящего в том, что после *i* столкновений заряд мишени станет равным $Q(t_i)$, вероятность этого события $\varphi[Q(t_i)]$ была найдена выше; 2) события, состоящего в том, что за время *t* произойдет *i* столкновений, вероятность этого события— $P_i = e^{-nt} \frac{nt^i}{i!}$, следовательно

$$P(A_i) = \varphi \left[Q(t_i) \right] P_i.$$

(5)

Подставляя (5) в (4), получим

$$f[Q(t)] = \sum_{i=0}^{\infty} \varphi \left[Q(t_i) \right] P_i = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sum_{i=0}^{\infty} \frac{1}{D^{1/2} [Q(t_i)]} \exp\left\{ \frac{\left[Q - E[Q(t_i)] \right]^2}{2D[Q(t_i)]} \right\} \times e^{-nt} \frac{(nt)^l}{l!}.$$
(6)

Для нахождения математического ожидания, дисперсии, а также центральных моментов высших порядков распределения (6) необходимо интегрировать бесконечный ряд. В данном случае легко показать, что ряд удовлетворяет признаку Вейерштрасса о равномерной сходимости [3], поэтому его можно почленно интегрировать. Учитывая (2), получим

$$E[Q(t)] = \sum_{i=0}^{\infty} E[Q(t_i)] e^{-nt} \frac{(nt)^i}{i!} = e^{-nt} \sum_{i=0}^{\infty} \frac{1 - (1 - \beta)^i}{\beta} E[q] \frac{(nt)^i}{i!} = \frac{E[q]}{\beta} (1 - e^{-\beta nt}),$$

 $D[Q(t)] = \sum_{l=0}^{\infty} D[Q(t_{l})]e^{-nt} \frac{(nt)^{l}}{l!} = \frac{D[q]}{2\beta - \beta^{2}} (1 - e^{-2\beta nt}),$ $E[Q(t) - E[Q(t)]]^{k} = 0 \qquad k = 2n + 1n = 1, 2... \quad (7)$

Таким образом, учет случайности столкновений во времени приводит к тому же результату, который получается в предположении непрерывности изменения заряда.

При выводе выражений (7) и (3) не было учтено, что в промежутках между столкновениями частица теряет заряд за счет проводимости воздуха. При учете проводимости воздуха уравнение (1) примет вид

$$Q(t_{i+1}) - Q(t_i)e^{-\frac{\Delta t_i}{\tau}} = q - \beta Q(t_i)e^{-\frac{\Delta t_i}{\tau}}, \qquad (1')$$

де $\tau = \frac{\varepsilon}{4\pi\lambda}$ — время релаксации электрических процессов в воздухе, а Δt_i — промежуток времени между *i* и *i*+1 столкновениями.

Для регулярного потока после несложных преобразований получается:

$$E[Q(t_i)] = \left(1 - e^{-\left(\beta n + \frac{1}{\tau}\right)t}\right) - \frac{E[q]}{1 - (1 - \beta)e^{-\frac{\Lambda t}{\tau}}},$$

$$D[Q(t_i)] = \left(1 - e^{-2\left(\beta n + \frac{1}{\tau}\right)t}\right) - \frac{D[q]}{1 - (1 - \beta)^2 e^{-\frac{2\Lambda t}{\tau}}}.$$
 (3')

Действие проводимости сводится к уменьшению времени дотижения предельного значения заряда, которое за счет проводи-

мости воздуха также несколько уменьшается. Степень влияния проводимости на заряд частицы определяется величиной $\frac{\tau}{\Delta t} = n\tau$, равной числу соударений за время уменьшения заряда изолированного тела в е раз за счет проводимости воздуха.

Формулы (3') не полностью учитывают влияние проводимости на заряд частицы. Дело в том, что уравнение (1') относится к изменению заряда частицы в моменты столкновений, поэтому и формулы. (3'). относятся к статистическим характеристикам зарядов частиц лишь в моменты непосредственно после столкновения.

Между столкновениями заряд частицы Q' меняется по закону

$$Q' = Qe^{-\tau},$$

где Q — заряд частицы, измеренный непосредственно после столкновения, Т — время, прошедшее после столкновения.

Пусть рассматриваются заряды одинаковых частиц, находящихся в облаке и сталкивающихся с мелкими частицами. Столкновения частиц в облаке происходят случайным образом, поэтому время Т между столновением какой-либо большой частицы с мелкой и моментом измерения является случайной величиной. Если последовательность столкновений моделировать регулярным потоком, то величина T равномерно распределена на отрезке 0, Δt , и соответствующая плотность распределения $\Phi(7) = -\frac{1}{\Lambda f}$. Для пуассоновского потока плотность распределения $\Phi(T) = \frac{1}{\Delta t} e^{-\frac{T}{\tau}}$ где Δt — среднее время между столкновениями.

Статистические характеристики величины Q'легко найти, пользуясь тем, что E[xy] = E[x] E[y] и D[xy] = D[x] D[y] + $+D[x]E^{2}[y]+D[y]E^{2}[x]$ [4].

Приведем окончательные выражения E[Q'] и D[Q'] в двух наиболее интересных случаях $\frac{\tau}{\Lambda t} \gg 1$ и $\frac{\tau}{\Lambda t} \ll 1$.

1. $\frac{\tau}{\Lambda t} \gg 1$.

Для пуассоновского потока:

$$E[Q'] = E[Q] \left(1 - \frac{\Delta t}{\tau}\right),$$

$$D[Q'] = D[Q] \left(1 - 2\frac{\Delta t}{\tau}\right) + E^2[Q] \frac{\Delta t^2}{\tau^2}.$$

Для регулярного потока:

$$E[Q'] = E[Q] \left(1 - \frac{\Delta t}{2\tau}\right),$$
$$D[Q'] = D[Q] \left(1 - \frac{\Delta t}{\tau}\right) + \frac{1}{12} E^2[Q] \frac{\Delta t^2}{\tau^2},$$

-2.

78

В этом случае поправка на стекание заряда за счег проводимости мала и можно считать, что измеренный заряд равен тому заряду, который создается на частицах в результате столкнозений.

2. $\frac{\tau}{\Lambda t} \ll 1$.

При этом как для пуассоновского, так и для регулярного потока получаем:

$$E[Q'] = E[Q] \frac{\tau}{\Delta t},$$

$$D[Q'] = D[Q]\frac{\tau}{2\Delta t} + E^2[Q]\frac{\tau}{2\Delta t}.$$

В этом случае измеренный заряд значительно меньше того, который может накопиться на частицах в результате электризации при столкновениях. Интересно оценить размер частиц, для которых выполняется условие 2. Так как в настоящее время мы плохо знаем величину коэффициентов столкновений $K_{\rm cr}$ и почти чичего не знаем о коэффициентах отскакивания капель $K_{\rm o}$, то предельный размер частиц можно оценить лишь приблизительно. Для рценки будем считать, что большие частицы сталкиваются лишь с частицами наиболее вероятного радиуса (6 мкм), количество когорых в 1 см³ N будем считать равным среднему числу облачных настиц в 1 см³, тогда

$$\frac{\tau}{\Delta t} \equiv n \tau = K_{\rm cr} K_{\rm o} N \tau \pi R^2 v,$$

де v и R—скорость падения и радиус большой частицы.

Пусть N = 500 1/см³, $\tau = 10$ мин, принимая при R = 25 мкм $K_{cr} = 0,23$, а при R = 40 мкм $K_{cr} = 0,3$ [5], получаем $\left(\frac{\tau}{\Delta t}\right)_{25} = 9K_{o}$, $\left(\frac{\tau}{\Delta t}\right)_{40} = 100 K_{o}$.

Если считать, что отскакивающие частицы составляют для качель несколько процентов, то очевидно, что до 25 мкм проводимость снижает заряд частиц. После 40 мкм выполняется условие 1 а проводимость воздуха лишь незначительно снижает заряд часгиц. В случае ледяных частиц, где практически все частицы при этолкновениях отскакивают, уже с 25 мкм можно считать выполненчым условие 1, поэтому в чисто ледяных облаках частицы должны нести значительно больший заряд, чем частицы того же размера в теплых облаках. Данные работы [6] подтверждают, что среди ледяных частиц значительно более высок процент заряженных часгиц (55‰), чем среди капель (18%), а также что заряд ледяных частиц в среднем больше, чем заряд капель.

79

ЛИТЕРАТУРА

- 4. Мордовина Л. С. О заряжении облачных частиц. Труды ГГО. 1969 вып. 242.
- Мордовина Л. С. Электризация в потоке частиц. Труды ГГО, 1971 2. вып. 277.

- вып. 277. 3. Смирнов В. И. Курс высшей математики, т. 1. М., «Наука», 1965. 4. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., «Наука», 1964. 5. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Л., Гидрометеоиздат, 1961. 46. Мадопо С., Кікисні К. On the electric charge of relatively large natural cloud particles .- J. Met. Soc. Jap. 1961, ser II, v. 39, No. 5.

С. М. ГАЛЬПЕРИН, В. Д. СТЕПАНЕНКО, А. С. ОСЕТРОВ

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ МОЛНИЙ

Внедрение инструментальных методов обнаружения гроз для своевременного штормового оповещения авиации и народного хозяйства, а также для изучения электрического состояния облаков привлекает все большее внимание. Одним из методов, получивших развитие в последние годы, является радиолокационно-пеленгационный метод (РПМ), предусматривающий наряду с определением направления на атмосферные разряды с помощью пеленгатора гроз измерение радиолокационных параметров эхо-сигналов кучево-дождевых облаков [1]. Этот метод повысил как эффективность, так и оперативность обнаружения указанных грозоактивных атмосферных образований по сравнению с отдельно взятыми радиолокационными или визуально-слуховыми наблюдениями. Следует, однако, заметить, что РПМ обеспечивает обнаружение грозовых очагов в радиусе около 300 км с вероятностью 85-90% [1], что в ряде случаев не является удовлетворительным. Недостатки РПМ усугубляются, когда на одном азимуте молнии наблюдается несколько засветок от облаков и осадков, или когда пеленги вызваны атмосферными разрядами, находящимися за пределами обнаружения метеоцелей радиолокатором. В этих случаях необходимые дополнительные данные должны поступать от дальномеров. В настоящее время ведется разработка таких дальномеров [2]. Для калибровки и оценки эффективности работы дальномеров крайне необходимо знать истинные координаты молнии. Привлечение для этих целей данных о грозах, выдаваемых наземными метеостанциями, может оказаться малоэффективным.

Достоверные координаты молнии также необходимы для установления наиболее оптимальных радиолокационных косвенных критериев оценки грозооактивности метеоцелей, поиски которых усиленно проводятся в последние 10 лет, а также для решения ряда прикладных задач, связанных с изучением радиоизлучения облаков вообще, а грозовых в частности.

Известно, что более достоверное определение координат гроз связано с непосредственным обнаружением самого канала мол-

6 769

нии. Как следует из работ [3, 4], канал молнии может быть обнаружен радиолокационными станциями, работающими в сантиметровом и особенно в метровом диапазонах радиоволн [5, 6]. В связи с этим нами в 1970 и 1971 гг. были проведены наблюдения за грозами на РЛС, созданной на базе радиотеодолита «Малахит», оборудованного передатчиком ($\lambda \approx 1,5$ м), индикаторами кругового обзора (ИКО) и типа «А», а также аппаратурой, обеспечивающей фотографирование и поимпульсную запись эхо-сигналов. Целью поставленного эксперимента являлось следующее: определение возможности обнаружения канала молнии в метровом диапазоне радиоволн особенно при круговом вращении антенной системы РЛС; определение времени существования эхо-сигналов каналов молнии; определение геометрических размеров радиоэхо молнии на ИКО РЛС и др.

Использование РЛС метрового диапазона волн выгодно вследствие того, что в указанном диапазоне эхо-сигналы от частиц облаков и осадков настолько малы, что, как правило, не обнаруживаются на индикаторах станции. В то же время в сантиметровом и дециметровом диапазонах эти эхо-сигналы в значительной степени маскируют отражение от каналов молнии.

Для правильной интерпретации это-сигналов РЛС метрового диапазона в течение пяти грозовых дней в июле — августе 1971 г. в районе г. Ленинграда осуществлялась строгая временная их привязка с данными, выдаваемыми пеленгатором гроз, регистратором формы импульса молнии, радиолокаторами сантиметрового диапазона П-35. ПРВ-10. МРЛ-1, метеостанциями и постами, входящими в штормовое кольцо пункта дислокации, позволившая установить как достоверность, так и некоторые параметры эхосигналов каналов молнии на выходе приемного тракта РЛС «Малахит». Было установлено, что радиолокационное отражение каналов молнии, как правило, сопровождается собственным излучением, воспринимаемым как шумовой фон, величина которого в несколько раз превышает собственные шумы приемного тракта РЛС. Указанный шумовой фон отчетливо заметен на ИКО и индикаторе типа «А» РЛС «Малахит», а его совпадение во вре мени с приемом отраженных сигналов молнии является убеди тельным доказательством обнаружения последней. Обычно в пас сивном режиме работы РЛС (передатчик выключен) и при кру говом вращении антенны станции шумы, обусловливаемые излу чением молнии, прослеживаются в секторах, ширина которых определяется диаграммой направленности антенны (рис. 1 а). При этом азимутальное положение секторов шумов на экране ИКО характеризует направление на грозовой очаг. Существенным является то, что собственное излучение молнии в метровом диапазоне было обнаружено на удалении до 240 км от грозового очага. Это обстоятельство необходимо, в частности, учитывать при исследовании излучения конвективных облаков, когда их электрическое состояние находится в стадии, предшествующей разрядам молний, или в послегрозовой стадии. Методика таких исследований должна исключать прием излучения молнии или, во всяком случае, учитывать местоположение грозовых очагов в радиусе 200 километров и более, если осуществляется прием сигналов в метровом или близком к нему диапазоне радиоволн. В противном случае можно получить не характеристики собственного излучения конвективных облаков, а характеристики гораздо более мощного излучения грозовых разрядов по тому же азимуту, что и конвективные облака.

Радиолокационное наблюдение молнии позволило установить время существования ее эхо-сигнала Т_м (см. рис. 1 в). Для определения Т_м антенна РЛС устанавливалась на явный грозовой очаг и по индикатору типа «А» определялось удаление атмосферного разряда (рис. 1 б). Далее с помощью специально созданного прибора [7] осуществлялось стробирование видеовыхода приемного тракта РЛС, которое позволяло пропустить эхо-сигнал только от молниевого канала на прибор записи. Прибор записи запоминал амплитудное значение отраженного сигнала молнии, увеличивал его длительность до пределов, обеспечивающих срабатывание вибраторов шлейфового самописца. Введение в схему прибора записи каскадов переменной задержки строба обеспечивало перемещение его по дальности в зависимости от удаления атмосферных разрядов от пункта наблюдений. В качестве примера на рис. 1 в приводится запись сигналов, отраженных от главного канала молнии, состоящего из двух последовательных разрядов.

В процессе обработки поимпульсной регистрации эхо-сигналов 23 молний, удаленных от пункта наблюдений на $R \ll 70$ км установлено, что время существования этих сигналов находится в пределах от 186 мс до 1287 мс (среднее значение $T_{\rm M} \approx 578$ мс).

Другой характеристикой эхо-сигнала молнии являются геометрические размеры ее засветки на ИКО РЛС. Было получено 34 фотографии ИКО с различными эхо-сигналами молнии, удаление которых не превышало 70 км (рис. 1 г). При этом установлено, что среднее значение геометрических размеров изображений в радиальном направлении (L_R) составляет ≈ 10.2 км ($L_{R\min} = 4.6$ км, L_{R max}=17,5 км). Учитывая, что разрешающая способность используемой РЛС составляла около±1,5 км, можно полагать, что приведенные значения L_R обусловливаются следующими факторами: отклонением канала молнии от вертикального положения, разветвленностью канала молнии или несколькими последовательными разрядами; ионизацией воздуха, возникающей вокруг молниевого канала; многолепестковостью диаграммы направленности антенны РЛС в метровом диапазоне радиоволн и др. Подробный анализ вклада каждого из указанных факторов, вызывающих большие значения L_R на удалениях до 70 км от грозового очага, явится предметом дальнейших исследований. Одновременно было замечено, что на расстоянии R>100-150 км величина L_R эхо-сигналов молнии остается неизменной (*L_R*≈1,5-2 км).

В процессе обработки результатов наблюдений было также проведено сопоставление отражаемости lgZ, измеренной метеоро-



Рис. 1.

а — изображение собственного излучения молнии (шумов) в метровом диапазоне на ИКО РЛС (азимут грозового очага 75—85°); б — эхо-сигнал молнии на индикаторе типа «А» (расстояние до молнии 215 км; масштабные метки через 10 км);





в — осциллограмма двухканальной поимпульсной регистрации эхо-сигналов двух последовательных главных разрядов молний. Временной интервал между соседними импульсами 3 мс; г — изображение эхо-сигналов молнии в виде отдельногоочага на ИКО РЛС (азимут 50°, расстояние 70 км). логическим радиолокатором МРЛ-1, с координатами гроз, зафиксированными РЛС «Малахит». В качестве примера на рис. 2 приводится изображение ИКО МРЛ-1, полученное в 16 ч 30 мин 6 08 1971 г., где наряду с контуром эхо-сигнала метеоочага нанесены данные о высоте облачности (5, 8, 10 км), значения lgZ (2,0; 3,6; 4,0 и т. д.) и символом \subset обозначена гроза, установленная по



Рис. 2. Совмещенная картина изображения радиоэхо кучево-дождевых облаков, прослеживаемых на ИКО МРЛ-1, и радиоэхо молний, местоположение которых установлено с помощью РЛС метрового диапазона.

косвенным радиолокационным критериям [8]. Наряду с указанными обозначениями на рисунке нанесены координаты молнии (\blacksquare), полученные с помощью РЛС метрового диапазона радиоволн. Сопоставления, подобные изображенному на рис. 2, были проведены для вышеуказанных 5 грозовых дней, в течение которых зафиксировано 163 радиолокационных отражения от каналов молнии на удалении от 30 до 220 км. Была рассчитана повторяемость значений lg Z в тех объемах эхо-сигналов облаков и осадков, в которых обнаружены отражения молнии. Установлено, что в наблюдаемых нами метеоцелях значение отражаемости находилось в пределах 1,75 \leq 1g Z \leq 4,9 (при наиболее часто повторяющемся

значении $\lg Z = 3,65$). На основе проведенного эксперимента можно полагать, что сопоставление координат молнии, полученных с помощью РЛС метрового диапазона волн, с такими параметрами эхо-сигналов, как $Z(\lg Z)$, $\frac{\partial Z}{\partial R}$, $\frac{\partial Z}{\partial H}$, $\frac{\partial Z}{\partial t}$, высотой облаков H и др., будет способствовать более эффективному анализу грозо-активности метеоцелей по косвенным радиолокационным критериям, чем сопоставление значений эхо-сигнала с данными о грозах, поступающими от относительно редкой сети наземных метеостанций.

В заключение авторы считают своим приятным долгом поблагодарить Р. М. Зражевскую, В. И. Чистякову, В. В. Федорова, А. И. Сергеева и В. Н. Егорова за участие в эксперименте.

ЛИТЕРАТУРА

- Гальперин С. М. и др. Результаты радиолокационно-пеленгационных наблюдений за ливнями и грозами с помощью МРЛ-1 и сопряженного с ним пеленгатора гроз.— Труды 3-го Всесоюзного совещания по радиолокационной метеорологии. Л.—М., Гидрометеоиздат, 1962.
- 2. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. М., «Наука», 1966.
- 3. Баттан А. Дж. Радиолокационная метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1962.
- 4. Мейсон Б. Д. Физика облаков. Л., Гидрометеоиздат, 1961.
- 5. Баранулько В. А. Особенности распространения радиоволн. М., Воениздат, 1964.
- Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Обнаружение ливней и гроз с помощью радиолокационной станции температурно-ветрового зондирования атмосферы. Труды ГГО, 1969, вып. 243.
 Степаненко В. Д. и др. Устройство для поимпульсной регистрации ра-
- Степаненко В. Д. и др. Устройство для поимпульсной регистрации радиолокационных сигналов, отраженных от облаков и осадков. Сб. НИО ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1964, вып. 68.
- 8. Гашина С. Б., Дивинская Б. Ш., Сальман Е. М. Методика использования и результаты проверки численного радиолокационного критерия грозоопасности облаков.— Труды ГГО, 1968, вып. 231.

В. К. ИНЬКОВ

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ГРОЗАМИ В 1970 г. На периферии одного из мировых грозовых центров

Наблюдения за грозовой активностью проводились в течение 1970 г. (с января по декабрь) в Объединенной Республике Танзании. Это молодое африканское государство занимает территорию, ограниченную с востока побережьем Индийского океана, с севера — горным районом с высочайшей вершиной Африки — Килиманджаро, с северо-запада, запада и юга — самыми большими африканскими озерами — Викторией, Танганьикой и Ньясой.

Как известно, один из мировых грозовых центров находится в районе озер Виктория и Танганьика [1], таким образом, инструментальные наблюдения за грозовой активностью в этом районе земного шара представляют определенный интерес.

Автором проводились наблюдения за грозовой активностью в населенном пункте Морогоро. Этот небольшой африканский город расположен на 6°47' ю. ш. и 37°39' в. д. Расстояние от него до побережья Индийского океана около 200 км, до африканских озер Виктории, Танганьики и Ньясы — соответственно 700, 800 и 500 км. Город расположен в долине у подножия сравнительно небольшого горного массива, который тянется с севера на юг охватывает город дугой с юго-юго-востока И ДО юго-югозапада. Высота пункта наблюдения над уровнем моря равна 700 м. Вершины гор, находящихся в непосредственной близости к городу, достигают высоты 2000-2100 м над уровнем моря. К западу от города находится небольшой горный кряж высотой около 1000 м над уровнем моря. На север, северо-восток и восток от города простирается равнина с отдельными всхолмлениями.

Ввиду того что пункт наблюдения располагался в непосредственной близости от горного массива, число дней с дождями и грозами было несколько выше, чем среднее число дней с грозами в целом по району.

Наблюдения за грозовой активностью проводились с помощью узкополосного грозорегистратора, настроенного на частоту 60 кГц и имеющего радиус обнаружения 200 км. Кроме того, был использован широкополосный грозорегистратор [2]. Чувствительность

последнего с учетом параметров применяемой антенны составлята около 2 В/м (для сигналов отрицательной полярности). Показания грозорегистраторов фиксировались при помощи электромеканических счетчиков и записывались в журнал наблюдений через каждый час начиная с 7 до 24 ч местного времени. За период с 0 до 7 ч рассчитывались среднечасовые значения числа атмосфериков, зарегистрированных вышеуказанными приборами. Всего в течение года проведено порядка 300 таких суточных наблюдений.

Уже предварительные данные за первый месяц наблюдений, опубликованные ранее в статье [2], позволили достаточно опрецеленно характеризовать суточный ход гроз, отличающийся большой стабильностью. Поэтому здесь целесообразно остановиться, главным образом, на характеристике годового хода грозовой акгивности. Как видно из рис. 1, годовой ход числа грозовых разрядов наиболее резко выражен по данным наблюдений, проводимых с помощью счетчика, предназначенного для регистрации близких разрядов (в радиусе примерно до 200 км) и работающего на частоте 60 кГц. Активный грозовой сезон приходится на зимние месяцы (северное полушарие), а в течение большей части года грозы вблизи пункта не наблюдались. Но даже во время сухого сезона этот прибор регистрирует некоторое число разря-

дов, приходящих, очевидно, из более удаленных очагов, расположенных в районе мирового африканского центра грозовой активности. Однако фон, создаваемый сильными грозами мирового центра, оказывается на этой частоте достаточно низким. Совершенно другой характер имеют данные, полученные с помощью широкополосного прибора, в пределах частотного диапазона которого находится полоса относительной прозрачности волновода земля— ионосфера (порядка 10— 20 кГц) [3]. Месячные суммы числа разрядов, регистрируемых широкополосным прибором в данном (приэкваториальном) пункте существенно не изменяются в течение всего года (рис. 1 б). Незначительный годовой ход числа атмосфериков наблюдается также на частоте 1,6 МГц и лишь на частоте 10 МГ_ц (рис. 1 в) годовые вариации месячных сумм числа принятых разрядов приближаются снова к годовым вариа-



Рис. 1. Годовой ход количества принятых разрядов.



циям местной грозовой активности. Необходимо отметить, что на блюдения на частотах 1,6 и 10 МГц производились путем подсчета числа атмосфериков на слух во время сравнительно коротких сеан сов [2] и поэтому менее точны, чем данные регистрации числа раз рядов с помощью счетчиков.

Для общей характеристики грозовой обстановки в Танзани в течение 1970 г. можно было воспользоваться ежедневной метео рологической информацией о вероятности гроз в различных райо нах этой страны, передаваемой местным бюро погоды. Результа ты подсчета по отдельным районам месячного числа тех дней когда имелись указания на развитие гроз, послужили исходных





материалом для составления серии карт, характеризующих сезонные изменения распределения гроз на рассматриваемой территории (рис. 2). Пункт, где производились инструментальные наблюдения за числом грозовых разрядов, обозначен на этих картах гочкой, расположенной в центре круга с радиусом 200 км. Сопоставляя данные, приведенные на рис. 1 и 2, полученные совершенно различными методами, можно отметить, что в подавляющем большинстве случаев результаты регистрации близких грозовых разрядов с помощью узкополосного счетчика, настроенного на частоту 60 кГц, хорошо согласуются с общими сведениями о распределении гроз на окружающей территории. Заметные расхождения встречаются только при переходе от сезона к сезону, когда активность снизилась по прибору резче, чем ожидалось (апрель) и не так резко возросла (декабрь).

С другой стороны, в течение всего года на расстояниях порядка нескольких сотен километров от пункта имеются достаточно активные грозовые области, которые могут создавать сравнительно высокий и устойчивый уровень записи на широкополосном приборе (рис. 1 δ).

В свою очередь, данные сводок бюро погоды, обобщенные за год, вполне удовлетворительно согласуются с характеристикой распределения числа дней с грозой в Танзании по климатической карте, построенной по результатам многолетних наблюдений и приведенной в [1] (рис. 3). Отдельные частные расхождения



Штриховка — число дней, подсчитанное по сводкам бюро погоды; изолинии — число дней по многолетним климатологическим данным.

11.1

объясняются трудностью отображения деталей распределени гроз, вызванных местными физико-географическими условиями, н сравнительно небольшой по размерам карте всей Африки, из ко торой для рис. З была сделана (в увеличенном виде) небольшах вырезка. Достаточная согласованность данных о распределения гроз подтверждает обоснованность использования сводок бюр погоды в качестве вспомогательного материала и указывает на отсутствие значительных аномалий в 1970 г. в пределах рассмат риваемой области (что связано, вероятно, со сравнительно малы ми вариациями метеорологических условий в этой части тропиче ской зоны).

Таблиц

Число разрядов	I	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	xII
050							4					
51—100		l		10	29	15	15	3		27	30	
101-200		8	16	57	68	50	62	71	79	62	.55	42
201-300			11	17	3	31	15	20	21	11	4	17
301—400	14	4	16	10		4		3				8
401—500	7		1			l.	1	3			7	8
501-1000	7	20	16	3			4				4	17
1001-2000	22	24	21	3								
2001-4000	29	12	5									8
4001—7000	14	20	5									
7001—10 000		12	5									
>10 000	7		5								,	
0—200			1	, 						ľ		
201-500												
501-1000	8	8	7	7	5						. (
1001-2000	34	53	50	13	14	27	8	22	14	30	27	42
2001—3000	42	19	36	60	57	62	76	65	72	61	69	42
3001-4000	8	12	7	17	19	7	16	13	14	9	4	16
4001-5000		4		3	5	4						
5001-6000		4										
>6000	8											

В заключение приведем более детальные количественные характеристики годового хода числа принятых разрядов, подобно тому, как это было сделано в статье [2] для суточного хода. В таблице приведено распределение значений суточных сумм числа разрядов, зарегистрированных узкополосным (вверху) и широкополосным (внизу) приборами. Повторяемость различных знаений суточных сумм дается в этих таблицах в процентах от обего числа дней в каждом месяце.

С помощью узкополосного прибора, настроенного на частоту 0 кГц, в течение 1970 г. было зарегистрировано 290 166 разрядов, ричем подавляющая часть их (82% от общего числа) была прията в течение 4 месяцев дождливого и грозового сезона (январь, евраль, март и декабрь). По визуальным наблюдениям в 1970 г. данном пункте было отмечено 57 дней с грозой. Принимая эфективный радиус прибора равным 50 км [4], легко подсчитать, то на один км² в среднем приходится 37 разрядов за год. Как ыло показано в ряде работ (например [5]): число дней с грозой *T*) связано с числом разрядов на землю g_3 степенной зависиостью вида $g_3 = AT^q$, где A — некоторый коэффициент, а показаель q заключен в пределах от 1 до 2 и обычно близок к 1,3. Предтавленные здесь данные относятся преимущественно к разрядам ипа облако — облако, для которых также может быть принято казанное соотнощение (с другими коэффициентами). Используя анные, полученные в 1970 г., можно подсчитать, как в этом слуае будет изменяться коэффициент А (беря количество разрядов а 100 км²) в зависимости от величины q:

1 1,1 1,2 1,3 1,4 1,5 1,6 1,7 1,8 1,9 2 . 66 44 30 20 13 ģ. 6

Для определения обеих величин (А и q) необходимо дополниельно привлечь данные по другим пунктам. По ориентировочной ценке, сделанной путем сопоставления данных наблюдений в экаториальном пункте и в Воейково [6], расположенном в умереных широтах, $A \sim 10$ и $q \sim 1.5$, что не противоречит известным оценам этих параметров, особенно если учитывать их ориентировочый характер.

ЛИТЕРАТУРА

- . Пастух В. П., Винникова Э. Б. Некоторые особенности в распределении гроз на африканском материке. Труды ГГО, 1965, вып. 182, с. 88-93. . Иньков В. К. Из опыта наблюдений за грозами в тропической зоне.-
- Труды ГГО, 1970, вып. 253. с. 161—166. 3. Chapman F. W. et al. Observations of the propagation Constant of the Earthionosphere waveguide in the frequency band 8 c/s to 16 kc/s.- Radio Science,
- 1966, v. 1, No. 11, pp. 1273—1282. . Семенов К. А. Некоторые результаты испытаний грозорегистраторов с ма-лым радиусом действия.— Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 59—67.
- Колоколов В. П. Поражаемость линий электропередач в связи с грозовой
- активностью. Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 38—45. 3. Семенов К. А. Результаты наблюдений за грозовыми разрядами в Воей-ково и на о. Валаам в 1964 г. Труды ГГО, 1966, вып. 188, с. 21—23.

Б. К. ИНЬКОВ, Л. Г. МАХОТКИН

О СООТНОШЕНИИ АМПЛИТУД АТМОСФЕРИКОВ НА БЛИЗКИХ ЧАСТОТАХ

Метод сопоставления интенсивности отдельных спектральных компонентов атмосфериков, предложенный В. Е Кашпровским [1] для оценки расстояния до грозовых очагов по наблюдениям в одном пункте, по-видимому, для больших расстояний почти не проверялся, хотя аналогичные предложения делались также позднее [2]. В комплекте аппаратуры, разработанной Волландом и Хейдтом [3], имеется блок, предназначенный для регистрации азимутального распределения отношений амплитуд атмосфериков на двух выбранных частотах, причем для индикации величины этих отношений (E_1/E_2) используется шкала, пропорциональная arctg (E_1/E_2). Однако приводились только образцы фотозаписей и никаких определенных выводов из результатов этих наблюдений не было сделано до 1970 г.

Для получения данных о величине случайных и системати-ческих колебаний отношения (E_1/E_2) на полевой базе ГГО в Воейково (под Ленинградом) был проведен ряд наблюдений. В качестве узкополосных приемников использовались два анализатора гармоник низких частот типа С5-3. Сигналы, наведенные в приемной Г-образной антенне высотой около 12 м, передавались на входы анализаторов через катодный повторитель. Низкочастотные огибающие выходных сигналов анализаторов передавались на входы вертикального и горизонтального усилителей осциллоскопа. Величина $\theta = \operatorname{arctg}(E_1/E_2)$ измерялась непосредственно по направлению выброса луча на экране осциллоскопа. Общая чувствительность аппаратуры составляла примерно 1 мВ/м при полной ширине полосы $\Delta f = 300$ Гц на уровне 6 дБ (одинаковой для каждого из двух каналов). Первая серия наблюдений предназначалась для оценки случайного разброса отдельных значений исследуемого отношения (E_1/E_2) . Следующие серии проводились синхронно с сеансами наблюдений за далекими грозовыми очагами по фазовому методу (с помощью аппаратуры, описанной в [4]).

94

Чтобы отдельно оценить ту часть колебаний величины Е1/Е2. соторая не связана с изменением расстояний до источников атиосфериков, сначала были проведены наблюдения на сравнителью высоких частотах (вблизи 13 кГц). По имеющимся данным 5] на этом участке сверхдлинноволнового диапазона изменение юэффициента ослабления α при изменении частоты на 1-2 кГц оставляет всего несколько десятых дБ на 1000 км. В области астот около 15 кГц, где поглощение особенно мало, могут встреиться помехи от мощных радиостанций. Измерения производиись на следующих парах частот (в кГп): 13/13: 13/12.5: 13/12: 13/11,5; 13/11; 13/10,5; 13/10. Для статистической обработки данных об изменчивости величины E_1/E_2 , выраженной в дБ, использозалась известная номограмма с вероятностной сеткой, построенной іля нормального распределения [6]. Через каждую группу экспеиментальных точек можно было вполне уверенно провести пряиую, вблизи которой они располагались, откуда следует, что распределение значений рассматриваемой величины $[20lg(E_1/E_2)]$ подчиняется нормальному закону и по наклону прямых на графиках можно непосредственно определить основной параметр распределения о (среднее квадратичное отклонение). Дополнительная серия измерений была сделана при фиксированном значении $f_1 = 10$ кГц и $f_2 = 10; 9,5; 9; 8,5$ и 8 кГц. Так как для этих пар, согпасно графику, приведенному в [5], значения $\Delta \alpha = \alpha(f_2) - \alpha(f_1)$ возрастают примерно до 1 дБ на Мм (1000 км), можно было опасаться, что значения о получатся несколько завыщенными вследствие влияния исключаемого пока фактора (расстояния).

Чтобы получить общую ориентировочную оценку зависимости случайных колебаний соотношения амплитуд атмосфериков от величины разноса частот двух приемников, соответствующие разности $\Delta f = f_1 - f_2$ были выражены в относительных единицах $(\Delta f)^* = (\Delta f)/f_1$. После построения графика зависимости величины σ от $(\Delta f)^*$ выяснилось, что полученные экспериментальные данные вполне удовлетворительно представляются следующей эмпирической формулой:

$$\sigma = 10\sqrt{(\Delta f)^* + 0.5}, \qquad (1)$$

где о выражено в дБ. Данные дополнительной серии наблюдений (при $f_1 = 10$ кГц), относительно применимости которых для оценки о были некоторые сомнения, хорошо согласуются с данными основной серии наблюдений (при $f_1 = 13$ кГц,) и представляются также формулой (1). Эта формула была получена для значений (Δf)* ≤ 0.25 , но экстраполяция найденной зависимости в сторону несколько бо́льших значений аргумента, вероятно, не приведет к очень значительным ошибкам, так как при дальнейшем увеличении (Δf)* значения о возрастают сравнительно медленно. Труднее оценить частотный диапазон, в пределах которого применима формула (1). Обеспеченные границы порядка 8 < f < 15 кГц являются слишком узкими, потому что на краях этого участка нет каких-либо резко выраженных особенностей. При отсутствии других данных оценки величины о, получаемые по формуле (1), могут характеризовать в первом приближении случайные колебания со отношения спектральных амплитуд атмосфериков в сверхнизкочас тотном диапазоне. Заметим, что в соответствии с небольшой вели чиной свободного члена (+0,5) в формуле (1) погрешности аппа ратуры достаточно малы.

Случайные колебания величины (E_1/E_2) должны вызвать значительные затруднения при попытках использования результатов амплитудных измерений для оценки расстояний до источников. Поэтому пока можно не рассматривать ряд регулярных факторов влияющих на величину (E_1/E_2) в связи с особенностями распространения атмосфериков (зависимостью поглощения от направления распространения радиоволн и немонотонным изменением напряженности поля при сравнительно небольших расстояниях от



Рис. 1. Зависимость величин ΔαR от расстояния R, полученная при наблюдениях на различных парах частот.

a - 8/6 кГц; 6 - 7/5,5 кГц (выбраны южные направления); a - 7/6 кГц; z - 5,5/5,2 кГц; коэффициенты a, определенные по наклону полос, равны соответственно 4,2 (a), 3,9 (b), 1,3 (a), 0,8 (a) д. B/M.

[7]. Очевидно источника что влияние всех возмущающих факторов будет уменьшаться вместе с уменьшением разноса частот f_1 и f_2 Для того, чтобы сохранялись еше заметные измене- (E_1/E_2) ния величины при изменении расстояния ДΟ источника, приходится спижать частоты, работая на полосы краях поглошения волновода Земля — ионосфе ра. При проведении опытных сеансов были выбраны частоты от 5 до 8 кГц сначала со сравнительно большим интервалом между f (например, 12 пара И 8/6 кГц), постепенно уменьшенном позднее до 0.3 кГи (пара 5,5/5,2 кГц).

Достаточно наглядную характеристику полученных результатов дают графики, приведенные в качестве примера на рис. 1. Как и следовало ожидать на основании полученных ранее оценок. экспериментальные точки. соответствующие отдельным атмосферикам, заполняют на каждом графике широкую полосу. Ширина вспомогательных заштрихованных по-

лос, вычерченных на этих графиках, была выбрана равной 40. причем значения о вычислялись по формуле (1) в зависимости от пары частот, на которых производились измерения. Средние значения $\Delta \alpha$, определенные по наклону заштрихованных полос на рис. 1, согласуются в каждом отдельном случае с литературными данными о частотной зависимости коэффициента поглошения α [5]. Тем не менее, нужно учитывать, что для рис. 1 выбирались такие сеансы. когда зависимость величины $\Delta \alpha R = 20 \lg (E_1/E_2)$ от расстояния R была выражена более определенно, чем в большинстве других случаев. Несмотря на существование вполне определенной тенденции к росту значений (\check{E}_1/E_2) при увеличении расстояния R попытки использовать этот эффект для оценки R сталкиваются с большими трудностями. Какие-либо практические перспективы для получения оценки расстояния по соотношению амплитуд атмосфериков могут появиться только в случае разработки методики наблюдений. снижающей влияние посторонних факторов, в частности, случайных колебаний измеряемой величины.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. М., «Наука», 1966.
- 2. Croom D. L. The location of distant lightning discharges using the frequency spectrum of their v. 1. f. radiation. J. Atm. Terr. Phys., 1965, v. 27, No. 1, pp. 101-109.
- 3. Volland H., Heydt G. The statistical VLF spectrum of atmospherics.-Prepared for the Fourth International Conference on the universal aspects of atmospheric electricity in Tokyo, Japan, 12—18 May, 1968. 4. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения далеких грозо-
- вых очагов из одного пункта. «Метеорология и гидрология», 1967, № 4.
- 5. Champan F. W. et al. Observations of the propagation constant of the Earthionosphere waveguide in the frequency band 8 c/s to 16 kc/s.- Radio Science. 1966, v. 1, No. 11, pp. 1273-1282.
- Шторм Р. Теория вероятностей, математическая статистика, статистический контроль качества. М., «Мир», 1970.
 Орлов А. Б., Азарин Г. В. Основные закономерности распространения сигналов СДВ-диапазона в волновом канале Земля ионосфера. В. сб.: «Проблемы дифракции и распространения волн», вып. 10. Л., Изд. ЛГУ, 1970. c. 3-107.

В. П. КОЛОКОЛОВ, Г. П. ЛЕЩЕНКО

О НЕКОТОРЫХ СООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ, ПОЛУЧЕННЫМИ ВИЗУАЛЬНО И ПРИ ПОМОЩИ СЧЕТЧИКОВ МОЛНИЙ

До последнего времени для оценки грозовой деятельности применялась климатологическая характеристика «день с грозой», в течение которого на станции, в радиусе слышимости грома наблюдалась одна или несколько гроз. Очевидно, что такая сугубо качественная характеристика не является удовлетворительной. Многие разделы науки и отрасли народного хозяйства нуждаются в более современной и полной количественной оценке грозовой деятельности. Такой оценкой является число грозовых разрядов, приходящихся на единицу площади. Сведения о числе разрядов можно иолучить с помощью счетчиков молний (грозорегистраторов). Для оснащения широкой сети станций грозорегистраторами потребуется еще много времени. Однако уже сейчас необходимо решить ряд важных принципиальных вопросов, связанных с переходом

Таблица 1

	Bo	ейково		Бу	удогощі	>	Нова	н Ладо	га	Кингисепп		
Год	N	T	п	N	r	п	N	<i>T</i>	п	N	T	п
1962	6082	16,6	16,8	3142	22,2	42.4	7975	20,4	39,3	6660	18,6	35,9
1963	11 275	24,6	34,8	14 164	28,6	£0,7	11 640	24,2	54,0	17 628	30,5	51,1
1964	10 571	15,8	24,9	7200	20,2	42,6	10 800	22,8	68,6	4648	12,2	24,7
1965	3206	14,4	15,7	2725	20,8	41,1	5158	19,8	53,9	3 580	16,6	18,1
1966	4860	23,4	44,2	5048	29,6	74,7	16 399	3 0,8	86,3	79 8 8	26 ,5	52,9
1967	4870	23,0	38,9	-			7689	24,4	43,6	- <u>-</u>		
1968				11 440	22,6	119,3	,9228	19,4	99,6		— ·	
								l	1			1

Число разрядов, зарегистрированных грозорегистраторами типа ПРГ-100 в различных пунктах Ленинградской области (N), число дней с грозой (T) и продолжительность гроз (П) т визуальных наблюдений за грозами к инструментальным. В чатности, первостепенный интерес представляет выявление связи лежду числом разрядов (N) и числом дней с грозой (T). Для той цели были использованы данные о числе разрядов, полученые на опытной сети станций, расположенных в Ленинградской бласти. Сеть оснащена приборами с радиусом обнаружения, равым 100 км (ПРГ-100) [5].

Экспериментальные данные о числе разрядов, зарегистрированных этими приборами, приведены в табл. 1. В таблице привоиятся также среднее годовое число дней с грозой в радиусе дейтвия грозорегистратора и суммарная продолжительность гроз. Число дней с грозой и продолжительность гроз определялись как среднее из пяти значений, найденных на пяти станциях, расположенных в пределах действия грозорегистратора. По данным этой габлицы построен график зависимости числа разрядов, зарегистрированных счетчиками ПРГ-100, от числа дней с грозой (рис. 1). На этом графике по оси абсцисс отложено среднее годовое число дней с грозой (T), а по оси ординат — годовое число разрядов (N), зарегистрированных счетчиком. Следовательно, каждая точка, изображенная на графике, представляет собой корреляционную пару: число разрядов (год) × число дней с грозой (год). Корреляционное соотношение (η), характеризующее сте-



Рис. 1. Зависимость числа разрядов, зарегистрированных прибором ПРГ-100, от числа дней с грозой.

пень связи N и T, оказалось равным 0,72. Изображенная на рис. 1 кривая может быть аппроксимирована выражением

$$V = a T^{1,3}.$$

Учитывая, что эффективный радиус прибора ПРГ-100 составляет величину, близкую к 30 км, и приводя число разрядов к еди-

99

(1)

нице площади (100 км²), получим, что в выражении (1) a = 10, т. е.

 $N = 10T^{1,3}$.

Под эффективным радиусом прибора понимается такой радиус, в пределах которого за длительный период времени действительное число разрядов равно числу разрядов, сосчитанных прибором [6]. Стандартная ошибка определения N по T [1] составляет ±40% среднего многолетнего числа разрядов.

В настоящее время в связи с автоматизацией метеорологической сети стоит вопрос о переходе от визуальных наблюдений грозовых явлений к приборным. Возникает необходимость в решении ряда методических вопросов. Так, в целях сравнения рядов наблюдений и определения качества данных, полученных визуально, представляет интерес определение связи между числом дней и продолжительностью гроз, отмеченных наблюдателем метеорологической станции визуально и прибором (грозорегистратором), установленным на этой же станции. Необходимо определить число разрядов *n*, при регистрации которых число дней с грозой, отмеченное прибором, хорошо согласуется с числом дней, отмеченных визуально.

Таблица 2

(2

	Душ	цети	Ир	сутск	Воей	ково	Жові	невое	Кривой Рог ¹	
Год	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	N	T _{MC}	N						
1960	37	3099	·							
1961	47	3616								
1962	36	5867		—						
1963	46	5724	14	2183	_	-				
1964	61	6256	10	399	20	1808				
1965	54	5579	16	510	17	406				
1966	39	3481		—	15	1081				
1967	25	2882	. 9	3241	17	1239				
1968	<u> </u>	-	—		17	735				
1969			-		20	146	26	2851	16	27 5 6
1970	_	5979		1	11	193	25	2321	13	2684
Среднее	43	4720	12,2	1340	17	801	25,5	2586	14	2 72 0

Число дней с грозой ($T_{\rm MC}$) и количество молниевых разрядов (N), отмеченных в различных пунктах на территории Советского Союза

¹ В 1969-1970 гг. прибор работал только в июне, июле и августе.

-100

В работе [2] путем сравнения радиолокационных наблюдений данных метеорологических станций определено предельное растояние, на котором обнаруживаются грозы наблюдателями. Оно казалось равным 20 км. По материалам наблюдений на терриории Экспериментального метеорологического полигона УкрНИГ-МИ, освещенного густой сетью постов [3], было определено, что радиус обнаружения гроз, т. е. предельное расстояние, прибором ипа ПРГ-1м [5] с входной чувствительностью 1,5 В составлят 20 км [4]. Аналогичные приборы были установлены в различных пунктах на территории Советского Союза: Душети, Иркутске, Зоейково (Ленинградской обл.), Жовтневое (Днепропетровской обл.) и Кривом Роге. Результаты наблюдений представлены в табл. 2.



Рис. 2. Зависимость числа дней с грозой, отмеченной прибором ПРГ-100, от количества («*n* и более») зарегистрированных грозовых разрядов (Жовтневое). *1*—1969 г., 2—1970 г.

Число дней с грозой, отмеченное наблюдателем метеорологиеской станции визуально $(T_{\rm Mc})$ выписывалось из таблиц ТМ-1, число дней по прибору $(T_{\rm mpr})$ подсчитывалось по лентам грозоегистраторов. На рис. 2 представлена зависимость числа дней $T_{\rm mpr}$) с грозой, отмеченной прибором с «*n* и более» зарегистрироанными разрядами по данным пункта Жовтневое. На этом граике по оси ординат отложено число дней $T_{\rm mpr}$ с регистрацией *n* и более» грозовых разрядов, а по оси абсцисс — численные знаения *n*. Аналогичные графики были построены для всех пунктов. Зыбирая из табл. 2 значения числа дней с грозой $T_{\rm Mc}$, по данным рафикам определяем, при каком значении *n* $T_{\rm Mc} = T_{\rm mpr}$ в каждом тдельном пункте. Затем для каждого пункта строим графики ероятности равенства $T_{\rm Mc} = T_{\rm mpr}$ при различных значения *n*.

101

На рис. З представлен один из таких графиков. По этим гра фикам определяем медианное значение n. В табл. З представлень медианные значения n по данным каждого отдельного пункта и по всем пунктам вместе.

Необходимо отметить, что использование средних значений чис ла разрядов n, при которых $T_{\rm MC} = T_{\rm прr}$, приводит к полному исклю чению слабых (в основном внутримассовых) гроз, при которых на блюдается один или несколько молниевых разрядов.





1 - по данным Душети, 2- по данным всех пунктов.

По результатам первых лет работы грозорегистратора Пирса — Гоулда (5 В/м) в Скандинавии [8] было установлено, что число дней работы счетчика хорошо согласуется с числом грозовых дней в случае регистрации 5 и более разрядов. Однако более позд ние исследования [9] в других странах показали, что равенстве наступает при значениях n от 2 до 13, что хорошо совпадает с ре зультатами наших исследований. Связь продолжительности гроз отмеченных визуально ($t_{\rm MC}$) и прибором ($t_{\rm прг}$), представлена н рис. 4, где по оси ординат отложена продолжительность гроз по прибору, а по оси абсцисс продолжительность гроз в часах, наблюденных визуально.

За начало грозы при наблюдениях прибором принимается, как и при визуальных [7], момент регистрации последнего. Всего было проанализировано 77 гроз: 15 (Кривой Рог), 26 (Жовтневое), 36 (Воейково).

Связь между $t_{\rm MC}$ и $t_{\rm mpr}$ линейная, уравнение регрессии имеет вид

$$t_{\rm mor} = 1,2 + t_{\rm MC}.$$
 (3)

Коэффициент корреляции между $t_{\rm MC}$ и $t_{\rm mpr}$ составляет 0,86, погрешность определения $t_{\rm mpr} \pm 29\%$.

Число разрядов *n*, при которых число дней с грозой по прибору равно числу дней, отмеченных визуально

 $(T_{\pi pr} = T_{Mc})$

								Число	разр ядов n
	Π	ун	кт					меди- анное	на 10-и 90-процент- ных уров- нях вероят- ности
Душети								14	531
Иркутск	•							9	1-24
Воейково							•	2	1-15
Жовтнево	e							10	2-32
Кривой Р	ог					•		12	2-41
По всем	пу	H	кт	ам	•	•	•	10	2—24



Рис. 4. Связь продолжительности гроз, отмеченных визуально (t_{mc}) и прибором (t_{mpr}).

В результате проведенных исследований установлено:

1) для грозорегистратора типа ПРГ-1м с радиусом обнаружения 100 км (эффективный радиус составляет величину, близкую к 30 км) зависимость числа разрядов (N) от числа дней с грозой (T) может быть аппроксимирована выражением $N = 10 T^{1,3}$, где N исчисляется для единицы площади, равной 100 км²;

2) число дней, в которое грозорегистратор типа ПРГ-1 м с радиусом обнаружения 20 км отмечает 10 и более разрядов, хорошо согласуется с числом дней с грозой по данным метеорологических станций:

3) связь между продолжительностью гроз, наблюденных визуально $(t_{\rm MC})$ и прибором (грозорегистратором) $(t_{\rm HDF})$, выражается уравнением $t_{\rm mpr} = 1.2 + t_{\rm Mc}$.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
- 2. Дивинская Б. И. К вопросу о методике определения частоты гроз в пункте и на ограниченных площадях. — Труды ГГО, 1964, вып. 159. 3. Леонов М. П., Перелет Г. И. Активные воздействия на облака в хо-
- лодное полугодие. Л., Гидрометеоиздат, 1967.
- 4. Лещенко Г. П. Инструментальные наблюдения за грозовой деятельностью на территории Экспериментального метеорологического полигона Укр-НИГМИ. — Труды ГГО, 1971, вып. 277.
- 5. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, 1964, вып. 157.
- 6. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех.—«Геомагнетизм и аэрономия», 1963, т. 3, № 2.
- 7. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
- 8. Müller-Hillebrand, Lightning Counter. The change in electric field due to lightning strokes, with reference to its effect on lightning counters .- Arkiv Geophys., 1963, Bd. 4, Nr. 10.
- 9. Popolansky F. Counter lightning day. CIGRE SC 33, 1970, pp. 33-70.

Л. Г. МАХОТКИН, В. К. ИНЬКОВ:

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ АМПЛИТУДНОГО СПЕКТРА БЛИЗКИХ АТМОСФЕРИКОВ

В литературе уже отмечалось, что до сих пор нет полной ясности относительно спектра атмосферика в источнике [1] и полученные результаты согласуются между собой только в общих чертах. вследствие изменчивости спектра повторных разрядов (оговариваясь, однако, что теоретические оценки этих изменений не подтверждаются немногочисленными экспериментальными данными) [2]. Исходными данными для получения спектра источника служат обычно осциллограммы формы атмосфериков и реже кривые тока разряда (по которым получаются более сглаженные и сильноосредненные характеристики). Вследствие сложности организации наблюдений за формой атмосфериков с одновременным пеленгованием их источников (для определения расстояния) и большой трудоемкости гармонического анализа, для получения искомого спектра. используется небольшое число осциллограмм (порядка нескольких десятков, например, 18 — в работе [3], 69 — в работе [4]). При этом спектры отдельных атмосфериков приводятся обычно к фиксированному расстоянию до источника (1 или 10 км) путем введения тех или иных редукционных множителей. Однако, как было показано в статье [3] на основании теоретических расчетов, поправочный коэффициент для расстояний $R \sim 100 \div 150$ км зависит только от R и почти не зависит от частоты f (при $R \sim 100$ км относительное значение этого множителя отличается от единицы толькона 10% в области частот 1-5 кГц). Следовательно, на этих расстояниях амплитудный спектр атмосфериков (нормированный помаксимуму) практически почти не изменяется.

На рис. 1 сопоставлены амплитудные спектры близких атмосфериков (соответствующие спектру источника), полученные различными авторами по данным гармонического анализа формы атмосфериков. Кривая 1 получена Деннисом и Пирсом в результате осреднения данных различных авторов, кривая 2 — по измерениям Тейлора, наблюдавшего атмосферики в радиусе до 500 км (в оригинале обе кривые нормированы к расстоянию 10 км [2]). Г.А. Михайлова [3] проанализировала формы атмосфериков, зарегистри-

рованных на расстояниях 100±20 км от источника, и получила «спектральную кривую 3. Из статьи [5], в которой анализируются и классифицируются формы атмосфериков, принятых на расстояниях от 50 до 200 км. взята кривая 4. Спектр, соответствующий атмосферика. близкого рассмотренной элементарной модели в статье [6], представлен в виде кривой 5. На самых низких частотах (при f < 4 кГц) наблюдаются значительные расхождения между спектром простого сигнала, подобного по форме близкому атмосферику, и спектрами, полученными в результате гармониче-«ского анализа осциллограмм. Добавим, что еще более резкие расхождения обнаруживаются при сравнении этого участка кривых 1-4 со спектральной кривой стандартного источника, монотонно возрастающей при уменьшении f (характеристики такого источника использовались для ряда расчетов [1]).



Рис. 1. Амплитудные спектры атмосфериков вблизи источника.

Статистический метод спектрального анализа, основанный на подсчете числа атмосфериков, принимаемых узкополосными приемниками на различных частотах [7], использовался, по-видимому, только для получения частотных характеристик атмосфериков, источники которых находились преимущественно на сравнительно большом расстоянии от пункта, где производились наблюдения. Кроме того, рабочий диапазон установки Волланда [7] имел сравнительно высокую границу (5 кГц) и не охватывал интересующего нас участка (f < 4 кГц). В работе [8] использовался комплект узкополосных приемников, перекрывающих широкий диапазон частот, и особое внимание было обращено как раз на участок спектра около 3 кГц, однако, целью исследования было получение данных о частотной зависимости коэффициента поглощения α на больших расстояниях.

. Для статистической характеристики спектра сравнительно близких атмосфериков на полевой базе ГГО в Воейково в 1968—1969 гг. производилась регистрация числа принимаемых разрядов на частотах от 1 до 4 кГц. В качестве приемника использовался анализатор гармоник низких частот тип С5-3, связанный с антенной через катодный повторитель. Еще в то время, когда измерения производились при сравнительно низком пороге срабатывания прибора (порядка 1 мВ/м при ширине полосы $\Delta f = 6 \Gamma \mu$), было обнаружено, что при наличии близких гроз количество принимаемых атмосфериков увеличивается в среднем в одинаковое число раз на всех частотах. лежащих в пределах рассматриваемого интервала [9]. Следовательно, появление гроз в радиусе 50-250 км не вызывало заметных изменений формы статистического (амплитудного) спектра атмосфериков. Этот вывод хорошо согласуется с теоретической оценкой, сделанной в [3], однако, по данным, полученным статистическим методом вполне определенно вырисовывается минимум, характерный для полосы поглощения волновода Земля — ионосфера (см. рис. З в статье [9]), тогда как на кривых, полученных с помощью гармонического анализа формы атмосфериков, минимум на частоте $f \sim 2$ кГи обычно отсутствует или, в крайнем случае, выражен очень слабо (рис. 1).

Летом 1970 г. регистрация атмосфериков в диапазоне 1—4,3 кГц производилась на еще более низкой чувствительности, чтобы обеспечить получение амплитудных характеристик, безусловно свободных от искажений, которые могли бы, возможно, вызываться грозами, удаленными на несколько сотен километров. В конце сезона, когда был установлен порог срабатывания около 0,1 В/м, прибор регистрировал грозовые разряды в радиусе, примерно, до 100 км (при $\Delta f = 300$ Гц на уровне 0,5). На расстояниях, близких к предельным, большинство возникающих там разрядов не регистрируется и они не вносят существенного вклада в общее число зарегистрированных атмосфериков. Тем не менее по данным последней серии измерений (на самой низкой чувствительности) был получен снова четко выраженный минимум числа атмосфериков на частоте $\hat{f} \approx 2$ кГц.

Так как число регистрируемых близких атмосфериков при фиксированной чувствительности прибора пропорционально квадрату медианной напряженности поля около источника [10], по статистическим данным можно определить относительный ход спектральной кривой в исследованном интервале частот. Полученные таким способом относительные значения S(f) были припасованы к данным Г. А. Михайловой [3] в точке f=4,2 кГц (обозначенной кружком на рис. 1) и представлены в виде кривой 6. Нисходящая ветвь кривой 6 очень хорошо согласуется с кривыми 1 и 3 в интервале 2,5-4 кГц. На кривой 1 несколько ниже (при f~1,5 кГц) намечается даже минимум, почти совпадающий по уровню с минимумом кривой 6. Кривые 2 и 4 снижаются в этом интервале более медленно, чем кривая 6. В интервале частот 2-1 кГц расположена четко выраженная восходящая ветвь кривой 6, не согласующаяся с монотонным снижением других экспериментальных кривых (2, 3, 4), полученных с помощью гармонического анализа. Можно предположить, что это расхождение вызвано методическими факторами, в частности, использованием осциллограмм со сравнительно короткой длительностью развертки (~0,3÷0,6 мс), так как наличие минимума на частоте $f \sim 2 \div 2,5$ кГц систематически подтверждается в результате статистической обработки наблюдений, проводимых с помощью узкополосного приемника при последовательном снижении его чувствительности. Кривая 6 имеет форму, характерную для профиля расширенной линии поглощения, причем положение этой линии или полосы совпадает (в пределах точности измерений) с положением полосы поглощения волновода земля — ионоcdepa[8].

Условия, создающие полосу интенсивного поглощения, оказывают заметное влияние даже на формирование спектра источника, вызывая определенное подавление гармоник с частотой около 2— 2,5 кГц. Эта особенность реального спектра, не учитываемая при использовании спектра «стандартного источника», практически не влияет на результаты теоретических расчетов формы атмосфериков [1], так как уже на средних расстояниях первоначальная депрессия становится совершенно незначительной по сравнению с эффектом, вызываемым поглощением радиоволн.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Альперт Я. Л., Гусева Э. Г., Флигель Д. С. Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе Земля— ионосфера. М., «Наука», 1967.
- Oetzel G. N., Pierce E. T. Radio emission from close lightning Planetary electrodynamics, Ed. by Coroniti S. C. and Hughes., v. 1, pp. 543—569, Gordon and Breach, Science Publishers, New York — London — Paris, 1969.
- Михайлова Г. А. Амплитудные и фазовые спектры близких атмосфериков в диапазоне 2—30 кГц.—«Геомагнетизм и аэрономия», 1965, т. 5, № 1, с. 179—183.
- Taylor W. L. Radiation field characteristics of lightning discharges in the band 1 kc/5 to 100 kc/s.— J. Reseach NBS, Radio Propagation, 1963, 67D, No. 5, pp. 539-550.

108
- 5. Штенников Ю. В., Добрянский В. В. Классификация форм ближних атмосфериков. В сб.: «Проблемы дифракции и распространения волн», вып. 9. Л., изд. ЛГУ, 1969, с. 138—145.
 6. Махоткии Л. Г. Общая характеристика спектра близких атмосфериков,
- Махоткии Л. Г. Общая характеристика спектра близких атмосфериков, основанная на анализе данных измерений в диапазоне 2—30 кГц. — Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 79—84.
- 7. Volland H. Das statistische Amplitudenspektrum von Atmospherics.— Zeitschrift für angewandte Physik, 1963, Bd. 15, Nr. 6, SS. 541—547.
- Barr R. The ELF and VLF amplitude spectrum of atmospherics with particular reference to the attenuation band near 3 kHz. J. Atm. Terr. Phys., 1970, v. 32, No. 6, pp. 977-990.
- No. 6, pp. 977—990.
 9. Иньков В. К. О выборе рабочей частоты для счетчиков местных грозовых разрядов. Труды ГГО, 1970, вып. 253.
- 10. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех.—«Геомагнетизм и аэрономия», 1963, т. 3, № 2.

В. И. СОЗИН

ИЗ ОПЫТА ОДНОПУНКТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ За близкими грозами

Летом 1971 г. на полевой экспериментальной базе ГГО в Воейково проводились инструментальные наблюдения за близкими грозовыми очагами. Для наблюдений использовалась пеленгационная установка с линейной разверткой азимута, явившаяся результатом дальнейшей разработки и модернизации первого макета [1].

Установка имеет следующие технические характеристики: рабочая частота собственно пеленгатора (канала азимута) $f_{\varphi} =$ =10,0 кГц; полоса пропускания (на уровне 0,7) $2\Delta f = 500$ Гц; пороговая чувствительность (минимальное напряжение на входе, при котором формируется подсвечивающий импульс) порядка 150 мкВ; максимальная ошибка в определении азимута не более 10°. В качестве направленных антенн использовались рамки от пеленгационной установки [2], в качестве ненаправленной — вертикальная антенна с высотой верхнего конца над поверхностью земли 6,5 м и длиной рабочей части 3 м.

На вертикально-отклоняющие пластины электронно-лучевой трубки (ЭЛТ) подавалось напряжение, пропорциональное амплитуде атмосферика. Рабочая частота канала амплитуды во время описываемых наблюдений $f_A = 50,0$ кГц, полоса пропускания $2\Delta f = -2,8$ кГц на уровне 0,7. Максимальная чувствительность амплитудного канала по напряжению (в В/мм вертикального отклонения луча на экране ЭЛТ) составляла 15 мкВ/мм. Имеющийся на входе делитель напряжения позволял снижать чувствительность на 40 дБ ступенями по 10 дБ.

В ходе налаживания установки и предварительных экспериментов проводились, как правило, визуальные наблюдения за экраном с записью координат подсвеченных точек от руки. При длительных систематических наблюдениях за грозами проводились как визуальные наблюдения, так и фоторегистрация с экрана ЭЛТ. Интервалы времени между сменой кадров составляли от 5 до 30 мин в зависимости от интенсивности прихода атмосфериков. Образец фоторегистрации представлен на рис. 1. Каждая точка соответствует одному из принятых атмосфериков. Горизонтальные координаты тонек определяют азимуты прихода атмосфериков, а вертикальные пропорциональны их амплитудам. Таким образом, на кадре фиксируется для выбранного интервала времени общее число атмосфериков, превышающих определенный уровень, азимутальное распределение их и величина амплитуды каждого. В приведенном на рис. 1 кадре хорошо видно большое число атмосфериков, пришедших из сектора 20—80°, и три атмосферика начинающейся грозы (как видно из последующих кадров) в секторе 230—260°.



Рис. 1. Пример фоторегистрации атмосфериков пеленгационной установкой с линейной разверткой азимута.

Одной из задач проводившихся наблюдений было экспериментальное определение характера зависимости величин амплитуд атмосфериков от расстояния до грозового очага. С этой целью материалы каждого кадра обрабатывались следующим образом. Все атмосферики, вошедшие в кадр, делились на более или менее компактные группы (в основном, по азимутам). Для каждой группы определялось общее число (N) атмосфериков в группе и квазимедианное значение амплитуды $A_{0,5}$ (максимальное значение амплитуды на уровне 50% общего числа атмосфериков N). Полученные величины $A_{0,5}$ сопоставлялись с расстоянием до грозового очага, отмеченного в этом азимуте по данным визуальных наблюдений сети метеостанций Северо-Западного УГМС.

Результаты сопоставления для каждой группы атмосфериков приведены на рис. 2 в виде точек. Абсцисса точек определяет расстояние R до очага (в километрах), а ордината — значение A_{0.5} в миллиметрах вертикального отклонения луча, приведенное к уровню максимальной чувствительности канала амплитуды. Для расстояний, представленных большим количеством точек, приведены также средние арифметические значения $A_{0.5}$ (черные точки), которые соединены плавной кривой. Как видно из рис. 2, зависимость квазимедианных значений амплитуд атмосфериков от расстояния до грозового очага достаточно хорошо выражена, что позволяет использовать пеленгационную установку с линейной разверткой азимута не только для определения азимута очага, но и для оценки расстояния до него. Характер кривой и заметный разброс квазимедианных значений амплитуд подтверждают целесообразность применения предложенной Л. Г. Махоткиным [3] шкалы расстояний (25, 50, 100, 200 км).



Рис. 2. Зависимость квазимедианных значений амплитуд атмосфериков $A_{0,5}$ от расстояния до очага.

Для оценки возможностей описываемой установки представляет интерес сопоставление отдельных кадров фоторегистрации с соответствующими радиолокационными изображениями на индикаторе кругового обзора (ИКО) метеорологической радиолокационной станции МРЛ-1. Для сопоставления отбирались кадры, совпадающие по времени с моментом составления карт радиолокационной информации в аэропорту Шоссейная (середина каждого часа). Таким образом было отобрано 46 кадров. По найденным ранее для каждой группы атмосфериков квазимедианным значениям амплитуд $A_{0,5}$ с помощью графика, приведенного на рис. 2, оценивалось ориентировочно расстояние до очага R и определялся интервал расстояний ΔR по принятой шкале. Полученные координаты — сектор азимутов $\Delta \varphi$ и интервал расстояний ΔR для данной группы атмосфериков с координа-

тами грозовых областей по карте радиолокационной информации, а также с данными визуальных наблюдений сети метеостанций.

Результаты сравнения (в зависимости от подтверждения показаний пеленгационной установки другими методами) разбиты на 4 группы.

1. Показания пеленгационной установки подтверждаются как радиолокационным, так и визуальным методами — 41,8% рассмотренных грозовых областей.

2. Показания пеленгационной установки подтверждаются только радиолокационным методом — 29,1%. Отсутствие подтверждения визуальным методом объясняется, вероятно, недостаточно густой сетью метеостанций, значительными водными пространствами Финского залива и Ладожского озера и отсутствием информации о визуальных наблюдениях на территории Финляндии, входящей в зону действия установки.

3. Показания пеленгационной установки подтверждаются только визуальным методом — 9,3%. Отсутствие радиолокационного подтверждения в этих случаях можно объяснить недостаточно надежным опознанием гроз с помощью локатора, которое производится по некоторым косвенным критериям.

4. Показания пеленгационной установки не подтверждаются другими методами — 19,8%. Эти случаи могут быть объяснены недостаточной точностью определения координат (прежде всего — расстояния) пеленгационной установкой, а также причинами, указанными в пунктах 2 и 3.

В качестве примера на рис. З а приведен кадр фоторегистрации с экрана пеленгационной установки за время с 16 ч 35 мин до 16 ч 45 мин 6 августа 1971 г., а на рис. З б—изображение, снятое с экрана ИКО МРЛ-1 в 16 ч 30 мин, с отметками предполагаемых грозовых очагов (центр координатной сетки совмещен с местоположением пеленгатора — Воейково).

Как видно из рис. З а, наиболее интенсивный грозовой очаг находится в секторе $\Delta \phi_1 = 50 \div 100^\circ$. Судя по величине квазимедианного значения амплитуды А0,5 = 64 мм (приведено к уровню максимальной чувствительности канала амплитуды) и руководствуясь графиком рис. 2, расстояние до этого очага можно принять равным $R_1 \approx 90$ км (а в соответствии с принятой шкалой интервал расстояний $\Delta R_1 = 50 \div 100$ км). В секторе $\Delta \varphi_2 = 110 \div 130^\circ$ расположен менее интенсивный, но тоже достаточно близкий очаг (А. 5 = 86 мм, $R_2 \approx 60$ км, $\Delta R_2 = 50 \div 100$ км). В секторе $\Delta \varphi_3 = 150 \div 160^\circ$ — более удаленный очаг ($A_{0.5} = 56$ мм, $R_3 \approx 110$ км, $\Delta R_3 = 100 \div 200$ км). Наконец, в секторе $\Delta \phi_4 = 170 \div 190^\circ$ расположен наиболее удаленный очаг ($A_{0.5} \approx 30$ мм, $R_4 \approx 180$ км, $\Delta R_4 = 100 \div 200$ км). Остальные атмосферики, зарегистрированные в кадре, имеют малые амплитуды и очевидно относятся к очагам, расположенным на расстоянии более 300 км. Сразнение приведенного анализа кадра (рис. 3 *a*) с локационной картиной (рис. 3 б) показывает весьма хорошее совпадение координат грозовых очагов, полученных тем и другим методом.







а — кадр фоторегистрации атмосфериков с экрана пеленгационной установки;
 б — карта радиолокационной информации, снятая с экрана ИКО МРЛ-1 (с отметками грозовых областей).

В процессе анализа кадров, полученных с экрана ЭЛТ пеленгаэра, некоторое затруднение представляет разбивка атмосфериков а группы. Она осложняется сравнительно небольшим общим чисом точек в кадре за 5—10 мин экспозиции. Однако, как показыают результаты обработки и, в частности, приведенный пример рис. 3), даже десятиминутные наблюдения за близкими грозами помощью данной пеленгационной установки дают достаточно довлетворительные результаты.

Опыт эксплуатации пеленгационной установки с линейной разерткой азимута показал также несомненные преимушества фотоегистрации перед визуальными наблюдениями за экраном ЭЛТ в тех случаях, когда не требуется оперативное слежение за перегещением грозовых очагов). При этом оператор полностью освоождается от утомительной обязанности непрерывного наблюления а экраном; исключаются возможные пропуски атмосфериков сощибки в определении координат точек из-за кратковременности х подсвечивания; получаемая информация имеет более объективый и документальный характер; существенно упрошается дальіейшая обработка полученных материалов. Фотопленка может быть поставлена на автоматическую протяжку через равные промекутки времени (например, через 10 мин). При этом для оперативюго наблюдения за грозами и подстройки установки (переключеия чувствительности амплитудного канала с изменением амплитул тмосфериков) целесообразно иметь на выходе второй индикатор (ЭЛТ).

ЛИТЕРАТУРА

I. Иньков Б. К. О применении линейной развертки при исследовании азимутального распределения атмосфериков. Труды ГГО, 1968, вып. 225.

Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких гро-зовых очагов с одного пункта. Труды ГГО, 1966, вып. 188.
 Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности

гроз по амплитудам атмосфериков. - Труды ГГО, 1963, вып. 146.

Г. П. ПАВЛОВА

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В настоящей работе делается попытка проанализировать измен чивость грозовой деятельности на территории, освещенной измере ниями грозорегистраторов.

Исходным материалом явились ежедневные наблюдения по Ленинградской области за числом дней с грозой (T) с 1957 по 1970 г. и за числом разрядов (N) с 1962 по 1968 г. По этой небольшой территории мы и попытались получить пространственно-временные характеристики гроз.

В табл. 1 дано среднегодовое число дней с грозой и количество разрядов на 100 км².

C	T	N							
Кингисепп	•		•				•	21	
Воейково								18	110
Лю ба нь .								17	_
Н. Ладога								23	189
Волхов .								13	_
Будогощь	.•	•	•	•	•	•	•	25	114

Г	а	б	Л	И	Ц	а	
---	---	---	---	---	---	---	--

1

Для характеристики грозовой деятельности района важно знаты не только средние величины, но и обеспеченность месячных и годовых данных, их квадратические отклонения и коэффициенты вариации. Наглядное представление об изменчивости гроз дают интегральные кривые распределения по месячным данным N и T. Интегральные криносят одинаковый характер вые распределения числа дней с грозой и числа разрядов в зависимости от специфики района. С помощью этих кривых рассчитывают параметры

распределения: x — средние, σ — квадратические отклонения, G_v — коэффициенты вариации; σ для всего ряда наблюдений по дням с грозой колеблется от 1 до 4,5; G_v варьирует от 0,5 до 1. Чем больше G_v , тем больше изменчивость грозовой активности. Для числа разрядов картина распределения несколько иная. Разброс N в ряде наблюдений за счет неустойчивости этой величины и меньшего периода наблюдений более значителен, σ меняется от 4 до 45, G_v — от 0,4 до 1.

Однако по значениям σ и G_v , полученным для отдельных пунков, представляется затруднительным получить представление пространственных и временных изменениях месячных данных NT за отдельные годы. Для этой цели применяется метод номорафирования [1, 2].

Приведенные на рис. 1 номограммы иллюстрируют изменение розовой активности на данной территории в зависимости от фиико-географических и циркуляционных условий. Номограммы поазывают, в каких пределах возможны колебания N п T в отдельые годы. Серия прямых линий на номограммах выражает связь тежду нормой грозовой деятельности и числом разрядов той или ной обеспеченности.



Рис. 1. Номограммы для расчета месячных сумм грозовых разрядов (a) и числа дней с грозой в месяц (б) различной обеспеченности.

Так как расстояние между линиями, выражающими обеспеченности 5 и 95%, характеризует изменчивость T и N по району во времени, то из приведенных номограмм видно, что с увеличением среднемесячных значений числа дней с грозой и числа разрядов разность между максимальными и минимальными величинами возрастает, а изменчивость уменьщается. Например, при норме 3 дня разность между линиями 5- и 95-процентной обеспеченности равна 7 дням, отношение этой величины к норме составляет 2,6 а при норме 7 дней отношение равно 1,8.

В отдельные месяцы, когда средние величины малы ($T \ll 2$ дн. $N \ll 10$ разрядов), гроз может и не быть. С возрастанием обеспеченности изменчивость грозовой интенсивности по территори меньше, о чем свидетельствует наклон прямых линий к оси абе цисс.

С помощью номограмм можно определить вероятностные значения T и N. При среднемесячной величине T=4 в 60% лет на блюдений бывает от 2 до 7 грозовых дней. Анализ номограмм по казывает, что рассмотренный район характеризуется значитель ной изменчивостью месячных данных числа дней с грозой и числ разрядов от года к году.

Число грозовых дней за три летних месяца по Ленинградско области было сопоставлено с циклонической циркуляцией за это период. Результаты сопоставления приведены в табл. 2.

Т	а	б	л	И	ц	а
---	---	---	---	---	---	---

	** "		1		1
Год	Число дней с циклониче- ской циркуля- цией по Ви- тельсу (район 4)	Число гро- зовых дней за VI—VIII	' Год	Число дней с циклонической циркуляцией по Вительсу (район 4)	Число гро- зовых дней за VI—VIII
1957	69	21	1964	53	8
1958	63	14	1965	60	15
1959	35	18	1966	53	- 14
1960	51	16	1967	65	12
1961	70	28	19 68	50	13
1962	71	15	1969	48	8
1963	50	13	1970	41	10
				· ·	

Для количественной оценки влияния циклонической деятель ности был рассчитан ранговый коэффициент корреляции ρ межд числом дней с циклонической циркуляцией и числом дней с грс зой [3] $\rho = 1 - \frac{\sigma \Sigma d_i^2}{n (n^2 - 1)}$, где ρ — коэффициент корреляции, d_i – разности ранговых номеров, n — число членов ряда. Коэффициен корреляции оказался равным 0,5, что указывает на прямую зави симость между рассмотренными процессами.

выводы

1. По имеющимся материалам визуальных и инструментальны наблюдений за грозами отмечается убывание грозовой активност к концу рассмотренного периода.

2. Распределение месячных квадратичных отклонений числ дней с грозой и числа разрядов указывает на значительную из

менчивость грозовой деятельности, поэтому средние величины являются недостаточно показательными для характеристики режима этого явления.

3. Построенные номограммы позволяют судить о пространственно-временной изменчивости грозовой деятельности на данной территории.

4. Между циклонической деятельностью и грозовой активностью существует прямая зависимость с коэффициентом корреляции, равным 0.5.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Климаты Африки. Под ред. А. Н. Лебедева, О. Г. Сорочан. Л., Гидрометеоиздат, 1967.
- 2. Лебедев А. Н. Некоторые особенности термического режима Африки.— Труды ГГО, 1965, вып. 182.
- 3. Романовский. Математическая статистика. М., изд-во АН СССР, 1938.

И. И. КАМАЛ ДИНА

ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ОБЛАКА НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ГРОЗОВЫХ ПРОЦЕССОВ

В работе [1] были сформулированы условия возникновения в облаке грозовых явлений. Во-первых, необходимо, чтобы в большом объеме облака существовало электрическое поле со средней напряженностью $E_0 \approx 10^5$ В/м, достаточной для поддержания разряда. Во-вторых, в какой-либо зоне, находящейся внутри первой, должны создаваться экстремально большие поля $E_{\rm R} \ge 10^6$ В/м, достаточные для начала разряда. В первом приближении, чем больше средние поля, тем больше и экстремальные значения полей в облаке.

Электрические заряды, создающие поля $E_{\rm o}$ и $E_{\rm k}$, возникают под влиянием двух групп процессов. Одни из них способствуют накоплению зарядов, другие — препятствуют ему [2]. Чем бо́льшие заряды возникают на отдельных частицах, чем больше этих частиц и чем больше скорость разделения зарядов, тем больше токи, заряжающие облако, и тем бо́льшие электрические поля возникают в облаке.

Росту электрических полей во всем объеме облака препятствуют токи разрядки, которые пропорциональны электрической проводимости облака. Суммарная эффективная проводимость облака складывается из собственно электрической (омической) и турбулентной проводимости. Эффективная проводимость изменяется от облака к облаку довольно значительно. Так, только в результате изменения турбулентности эффективная проводимость облаков $\lambda_{\rm эф}$ может изменяться на 30—40%.

Из двух облаков, имеющих одинаковую вертикальную мощность, и следовательно, приблизительно одинаковые токи зарядки, грозовые процессы должны начинаться раньше и протекать активнее в том облаке, в котором эффективная проводимость меньше [2].

Для оценки степени влияния электрической проводимости облака на его грозовую активность была проведена настоящая работа. Был использован экспериментальный материал, полученный при полетах самолета-лаборатории в 1961—1965 гг. и описанный в работе [3].

Проводимость облаков оценивалась по данным о временах релаксации [2] электрического поля после ударов молнии, связанных с ней соотношением $\lambda_{9\Phi} = \frac{1}{4\pi\tau}$. Высота облаков определялась по известной высоте самолета и определяемому визуально превышению самолета над облаком.

В таблице приводятся данные о промежутках времени между разрядами молний в секундах для облаков на разных высотах и с разными значениями электрической проводимости. Временные промежутки между разрядами определялись на основе осциллографических записей изменения напряженности электрического поля при полете над облаком. Для обеспечения сравнимости материалов временные промежутки между разрядами даны в расчете на одну грозовую ячейку. Число активных грозовых ячеек оценивалось по радиолокационным данным и по ходу напряженности электрического поля над облаком. Таблица построена по данным 1026 разрядов.

Таблица

(с) для обл	проводим	ичной электр Юстью	INGECKON
	λ.10	$-12 \text{ Om}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$	
 <i>Н</i> км	14,7-4,4	2 2 2 5	4,1,-3,8 2
>12	18 (72)		_
11-12	26 (175)	15 (83)	
1011	36 (93)	30 (219)	29 (40)
9-10	47 (56)	44 (80)	32 (127)
89		57 (35)	49 (46)

Временные промежутки между разрядами молний (с) для облаков с различной электрической проводимостью

Примечание. В скобках приведено число случаев.

Данные таблицы ясно показывают, что вертикальная мощность облаков не является единственно определяющей в развитии грозовых процессов. При одной и той же высоте облаков с уменьшением проводимости в них уменьшаются и временные промежутки между разрядами, т. е. интенсивность грозовых процессов возрастает.

Однако все существующие методы прогноза гроз сводятся практически к прогнозу вертикальной мощности облаков. Результаты работы ясно показывают необходимость учета при прогнозе гроз электрических характеристик облаков и, в первую очередь, их электрической проводимости.

- 1. Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. Л. Гидрометеоиздат, 1970.
- Imyanitovslai, 190.
 Imyanitovslai, 190.

Б. Ф. **ЕВТЕЕВ**

О ВЫБОРЕ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ РАСЧЕТА ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ САМОЛЕТОВ

Прежде чем приступить к изложению основного вопроса, которому посвящена данная работа, автору представляется целесообразным обсудить те мотивы, которые привели к постановке рассматриваемой задачи. Опыт, накопленный транспортной авиацией многих авиакомпаний мира, достаточно убедительно свидетельствует о необходимости улучшения электростатической защиты самолетов [1, 2].

Признание факта, что сильная электризация самолета, летящего в облаках, приводит в определенных метеорологических условиях к возникновению электрического разряда между облаком и самолетом [5, 6, 7], вновь заставляет обратить внимание исследователей на явление статической электризации самолетов.

Из литературы известно, что в настоящее время находят применение лишь различные способы выравнивания потенциалов отдельных участков поверхности самолета [21, 22, 23], что ликвидирует появление разрядов между этими участками. Признавая важность таких мероприятий, нельзя отрицать необходимость снижения потенциала самолета в целом, ибо часты случаи ударов молнии и в цельнометаллические самолеты в условиях, отличных от грозовых [1, 2].

Уже высказывалось предположение, основанное на анализе многочисленных фактов, что самолет благодаря его большому электрическому заряду может играть роль зоны неоднородности с экстремальным электрическим полем, и в облаке, где существует электрическое поле, достаточное для поддержания разряда, вызвать появление разряда в самолет [19, 20].

Если коронный разряд, возникающий в некоторой точке самолета, при возрастании заряда самолета переходит в искровой и в этот момент самолет находится в зоне облака, где электрическое поле достаточно велико и может поддержать дальнейшее развитие разряда, начавшегося на поверхности самолета, то произойдет разряд между облаком и самолетом. При этом используется электрическая энергия, запасенная как самолетом, так и облаком. Не допуская возникновения заряда на самолете, при котором на его поверхности могут возникнуть «поджигающие» разряды, мы уменьшим возможность разряда между самолетом и облаком.

Для создания эффективной электростатической защиты самолета прежде всего нужно знать величины токов, заряжающих самолет (I_3), ибо разряжающее устройство должно обеспечивать примерно такой же ток разрядки I_p при малом потенциале самолета. Рассогласование между этими токами не должно приводить к накоплению на самолете заряда, превышающего допустимый.

Теория контактной электризации тел в потоках аэрозолей [6] предлагает для расчета тока зарядки I_3 самолета, имеющего мидель площадью S, воспользоваться соотношением

$$I_{3} = AS \sum_{i} k_{i} n_{i} w_{i} r_{i} V_{k_{i}}.$$

Здесь k_i — коэффициент захвата частиц радиуса r_i , A — численный коэффициент. Кроме необходимости получить достаточную информацию о микроструктуре (концентрации n_i частиц радиусом r_i) зон облаков, где велика электризация самолета и значительны электрические поля, и контактной разности потенциалов V_{k_i} между материалом обшивки самолета и облачными частицами в тех же условиях, необходимо учесть также возможность изменения спектра облачных частиц в результате воздействия воздушного потока скачка уплотнения [16] и в результате удара капли о препятствие [15] и изменение скорости w_i отскока от поверхности самолета по сравнению со скоростью движения самолета.

Отсутствие достаточно полных сведений о всех величинах, входящих в названную формулу, лишает нас возможности решить задачу расчетным путем.

Для расчета вероятных значений силы тока зарядки самолета данного типа можно воспользоваться имеющимися экспериментальными данными [10, 11] о величине заряда, который приобретает этот самолет при полетах в различных метеорологических условиях. Можно рассматривать значение заряда в каждый момент времени полета в облаках как равновесное (при котором $I_3 = I_p$), тогда, зная величину эквивалентного сопротивления цепи разрядки R_3 самолета, можно рассчитать величину I_3 при данном Q

$$I_3 = \frac{Q}{CR_9},$$

где C — электрическая емкость самолета. Было получено целое семейство кривых $\lg P = f(Q)$, где P — вероятность встречи заряда выше заданной величины Q_i , характеризующее электризацию самолета ТУ-104Б в различных метеорологических условиях [6].

При выборе метеорологических условий, воздействие которых на самолет должно быть учтено при расчете его электростатической защиты, необходимо учесть ряд обстоятельств. Будем рассматривать интенсивную электризацию самолета как условие достаточ-

ное, а существование больщих электрических полей (порядка нескольких сотен вольт на сантиметр) — как условие, необходимое для развития разряда между облаком и самолетом.

Информация об электрическом заряде самолета в грозовых и мощных ливневых облаках (в их канонической форме) может быть исключена из рассмотрения, хотя достоверные данные об электризации в них самолета ТУ-104Б мы имеем на том основании, что, во-первых, эти облака достаточно уверенно маркируются радиолокационными средствами и, во-вторых, поскольку полет в них запрещен правилами гражданской авиации ввиду возможного нарушения устойчивости самолета.

Необходимо использовать информацию об электризации самолета в тех условиях, где могут быть достаточно сильны электрические поля, но зоны сильной электризации и значительных полей в облаке не маркируются наземными и бортовыми средствами. Согласно имеющимся данным, такие условия могут встретиться в облаках кучево-дождевых негрозовых (и не дающих мощного радиолокационного эха) и слоисто-дождевых. Причем существование в последних электрических полей, равных и даже бо́льших (свыше 40 000 В/м), чем те, которые были измерены Коббом и Холицей [7] при полетах через распадающиеся грозовые ячейки непосредственно перед ударом молнии в самолет, подтверждено экспериментально [13]. Попутно отметим, что авторы работы [7] наблюдали сильное коронирование самолета примерно за две секунды до удара молнии в самолет и отмечали, что в зонах поражения молнией полет сопровождался лишь слабой и умеренной болтанкой.

На рис. 1 приведены экспериментальные данные об электризации самолета ТУ-104Б в кучево-дождевых негрозовых (1) и в слоисто-дождевых (2) облаках. Этот же рисунок характеризует вероятность встречи тока зарядки I_3 самолета ТУ-104Б выше некоторой заданной величины в тех же условиях (1 и 2). Величина силы тока I_3 рассчитывалась по приведенной выше формуле. Сопротивление R_3 было положено постоянным, не зависящим от Q и равным $3 \cdot 10^8$ Ом, что соответствует условиям полета на высоте H=3000 м при номинальных оборотах двигателей [6]. Эта высота взята как средняя из тех, на которых отмечается максимум разрядов в самолет [18].

Согласно имеющимся данным [11], при потенциале самолета U_c , превышающем 100 кВ, начинают коронировать элементы его конструкции, не защищенные пассивными разрядными устройствами. В зависимости от типа самолета (точнее от его формы и размеров) эта величина будет несколько изменяться в ту или иную сторону. Но колебания ее, учитывая сходство очертаний современных самолетов, не должны быть существенными. Поэтому заряд самолета, при котором его потенциал не превышает 100—200 кВ и разряды на его поверхности заведомо отсутствуют, следует считать предельно допустимым.

Экспериментальные данные [10, 11] позволяют утверждать, что потенциал самолета U_c , оборудованного пассивными разряд-

никами, коронирующими в поле заряда самолета, при полете даже в слоистых облаках иногда превышает величину 100 кВ, а в облаках слоисто-дождевых и мощных кучевых U_c может быть более 100 кВ в течение почти половины времени полета в них.

Обычно при оценке предельных условий, в которых должен безопасно эксплуатироваться самолет, исходят из тех соображений, что вероятность встречи величины, большей, чем та, которая положена в основу расчета данной системы, в процессе эксплуатации не должна быть более 0,5%. Подобным образом, например, поступают при расчете противообледенительных систем



Рис. 1. Вероятность приобретения заряда и встречи тока зарядки выше заданного уровня самолетом ТУ-104Б в кучеводождевых негрозовых (1) и слоисто-дождевых (2) облаках. Вероятность заряжения ТУ-104Б в условиях 1 при $R_{9 pacq} =$ =4.2 · 10⁷ Ом(3). амолета [12]. Из рис. 1 следует, что расчетной величиной тока арядки для самолета ТУ-104Б является $I_3=2,4$ мА. Необходимо, тобы в полете при таком токе зарядки потенциал самолета не ревышал 100 кВ. Эти две цифры позволяют определить требуеую крутизну вольт-амперной характеристики разрядного устройтва или, другими словами, эффективное сопротивление разрядки амолета

 $P_{\mathbf{9}_{pacy}} = \frac{10^5}{2.4 \cdot 10^{-3}} \simeq 4.2 \cdot 10^7 \, \mathrm{Om}.$

Необходимо отметить, что приведенные здесь числовые значеия расчетных величин I_{зрасч} и $R_{_{9расч}}$ могут быть уточнены при олучении более обширных статистических сведений о заряжении амолета.

Выше было отмечено, что одновременное наступление двух соытий — сильной электризации самолета и существование в обаке, где летит самолет, электрического поля $E_{\rm kp}$, величина котоого достаточна для поддержания поджигающего разряда, — полечет за собой третье событие — разряд между облаком и самотетом.

Казалось бы, что вероятность совместной встречи условий, приодящих к разряду в самолет, следовало бы рассматривать как произведение вероятности встречи соответствующего тока зарядки на вероятность встречи в данных метеоусловиях электрических полей, превышающих $E_{\rm kp}$. Подобная постановка вопроса была бы праведлива для случая, когда существование электрического поия в облаке и электризацию самолета в том же облаке можно быто бы рассматривать как события независимые.

Однако в защиту приведенного выше расчета, основанного на ценке вероятности встречи только одного параметра, превышаюцего критическое значение, можно выдвинуть ряд аргументов, видетельствующих о том, что существует прямая связь между зеличиной электрического поля в облаке и электрическим зарятом, приобретенным самолетом при полете в этом облаке. В работе [14] показано, что по степени электрической активности обтака располагаются в следующем порядке (от менее активных с более активным): St, Sc, Ac, As, Ns. Под электрической активюстью облаков авторы работы [14] понимают напряженностьлектрического поля $E_{\text{макс}}$ (вероятность встречи которого в обтаках данного типа равна 0,1%) и среднее квадратичное отклонение о измеренных значений напряженности поля E в этих обпаках.

Данные, приведенные в таблице, показывают, что расположеие облаков в ряду их электрической активности совпадает с их расположением в ряду их способности электризовать самолеты. Несомненно, что вопрос о связи способности облаков к генерации объемных зарядов в них и способности электризовать самолеты подлежит более детальному исследованию. Но в многочисленных полетах на самолетах-лабораториях, оборудованных ГосНИИ ГА

Таблица

Тип обланов	E Play	Q _{мед} ты	ас. эл-ст. ед.			
I'm oomakob	² макс ^{Б/См}	ЛИ-2 [17]	ТУ-104Б [6, 9]			
St	20 [14]	10	30			
Sc	21 [14]	14	30			
Ac	25 [14]	16	-			
As	80 [14]	40	190			
Ns	160 [14]	60	250			
Грозовые	3000 [6]		930			

Электрическая активность облаков разного типа

и ГГО аппаратурой для атмосферно-электрических измерений, неоднократно отмечалось, что в зонах облаков, где были велики электрические поля, как правило, отмечалась и сильная электри зация самолета.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены характеристики разрядного устройства для самолета ТУ-104Б на основании экспериментальных данных о его электризации в различных метеоусловиях. Они могут быть также отнесены к другим типам самолетов при условии, что скорости их полета и площади лобовых поверхностей, контактирующих с облачными частицами, такие же, как у самолета ТУ-104Б.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Curtis F. J. How Dangerous Is Lightning?—Aerospace Safety, 1964, v. 20, No. 3, pp. 10—12. 2. Lester K. Lightning.— Bus. and Commerc. Aviat., 1970, v. 27, No. 3,
- pp. 118-121.
- -3. Tanner R. L., Nanevicz I. E. Analysis of Corona Generated Interference in Aircraft.— Proc. IEEE, 1964, 52, No. 1, pp. 44—52. 4. Tanner R. L., Nanevicz I. E. Some Techniques for the Elimination of
- Corona Discharge Noise in Aircraft Antennas.— Proc. IEEE, 1964, v. 52, No. 1 pp. 53-64.
- 5. Fitzgerald D. R. Probable Aircraft "Triggering" of Lightning in Certain Thunderstorms.— Monthly Weather Rev., 1967, 92, No. 12, pp. 835—842. 6. Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. Л., Гид-
- рометеоиздат, 1970.
- 7. Cobb W. E., Holitza T. J. A Note on Lightning Strikes to Aircraft.— Month-ly Weather Rev., 1968, v. 96, No. 11, pp. 807—808.
- 8. Grosch R. Blizgetahren für Flugzenge.— Zivil. Bevölkerungsschehutz, 1969,
- Bd. 14, Nr. 5, ss. 24–27.
 9. Klass P. J. Lightning Strike Threat Increases.— Aviat. Week and Space Technol., 1969. v. 90. No. 1, pp. 88–93.

-). Имянитов И. М. и др. Аппаратура для исследования статистической электризации самолетов и некоторые результаты измерений. — Труды ГГО, 1968. вып. 225, с. 106—116.
- 1. Александров В. С. и др. Исследование условий статической электризации самолетов ТУ-104Б и ИЛ-18. Тезисы докладов на 11-й Всесоюзной научно-технической конференции по прикладной аэродинамике. Киев. 1969.
- 2. Тенишев Р. Х. и др. Противообледенительные системы летательных аппаратов. М., «Машиностроение», 1967.
- 13. Андреева С. И., Евтеев Б. Ф. О градиенте потенциала электрического поля в слоистоо-дождевых облаках. — Труды ГГО, 1971, вып. 277. 4. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Интегральные электрические ха-
- рактеристики облаков слоистых форм. -- Труды ГГО, 1970, вып. 253, c. 12-24.
- 15. Genkins D. C., Booker I. D.- "Aerodynamic Capture of Particles", N. Y., 1960, pp. 97-103.
- 16. Hanson A. R. Shock Tube Investigation of the Breakup of Drops by Air
- Вlasts.— "The Physics of Fluid", 1963, v. 6, No. 8, pp. 1070—1080. 17. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Заряжение самолета ЛИ-2 в облаках слоистых форм.— Труды ГГО, 1968, вып. с. 225, с. 117—126.
- 18. Камалдина И. И. Поражение самолетов молнией в негрозовых зонах. — См. наст. сб.
- 19. Александров В. С. и др. Метод определения опасных в электрическом отношении зон в слоисто-дождевых облаках. Труды Всесоюзной конференции по вопросам метеорологического обеспечения сверхзвуковой авиации, Ленинград, 24—26 марта 1971 г. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 20. Имяннтов И. М., Евтеев Б. Ф. О причинах, приводящих к пора-
- жению самолетов молниями в холодное время года. Методическое письмо № 5. Л., Гидрометеоиздат, 1971.
- 21. Amason M. P. Lightning Arrestor for Radomes. Пат. США, кл. 244—1.
- № 2982 494, 1961.
- 22. A m a s o n M. P., C a s s e 11 G. I. Radome Lightning Protection Means. Пат. США, кл. 315—36, № 3 416 027, 10.03.67, опубл. 10 12 1968.
- 23. Суэси Иоситака, Асаки Акио. Защита от разрядов молний в обтекатель самолетной антенны. — Тосиба рэвю, Toshiba Rev.", 1968, 23, No. 11. DD. 1422.

Б. Ф. ЕВТЕЕВ

ДАТЧИК ПЛОТНОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА НА САМОЛЕТ И АНАЛИЗ ЕГО ЭКВИВАЛЕНТНОЙ СХЕМЫ

При исследовании статической электризации самолета для измерения электрического тока, текущего на его лобовую поверхность, используются датчики, представляющие собой металлические пластины, изолированные от корпуса самолета. Конструкция датчика подробно описана в [1].

Пластины располагаются на передней кромке крыла и точно вписываются в ее контур. Благодаря этому условия обтекания облачными каплями крыла с пластиной и соседних участков чистого крыла можно считать одинаковыми.

Пластина изготавливается из того же материала, что и обшивка крыла, и устанавливается так, что ее поверхность находится внутри зоны улавливания. Сходство аэродинамических и поверхностных свойств датчика и крыла позволяет считать, что плотности токов, текущих на них, одинаковы.

О силе тока на пластину судят по величине падения напряжения на сопротивлении $R_{\rm H}$, включенном между массой самолета и пластиной. Покажем, что сигнал, снимаемый с сопротивления $R_{\rm H}$, пропорционален току, текущему на самолет.

Составим эквивалентную электрическую схему датчика. На рис. 1 а изображена часть крыла самолета (его передняя кромка) 1, от которого изоляторами 2 отделена пластина датчика 3. Между пластиной и крылом включено сопротивление нагрузки $R_{\rm H}$. Емкость $C_{\rm H}$ включает в себя емкость входа измерительного устройства, емкость пластина — крыло и емкость соединительных проводов. Цепь разрядки самолета представлена сопротивлением R_c (эквивалентным сопротивлением цепи разрядки самолета) и включенной параллельно ему емкостью C_c самолета как уединенного тела. Сопротивления цепи разрядки пластины и самолета благодаря проводимости атмосферы на схеме не показаны, так как они значительно больше $R_{\rm H}$ и R_c . Не показано и сопротивление утечки изоляции пластины, так как $R_{\rm из} \gg R_{\rm H}$.

На пластину и самолет текут токи $I_1 = jS_{\pi}$ и $I_2 = jS_c$. Здесь j =плотность тока на единицу площади лобовой поверхности, $S_c =$

площадь зоны захвата капель лобовой поверхностью самолета, S_{π} — площадь пластины.

Для удобства анализа преобразуем схему (рис. 1 *a*) так, как показано на рис. 1 б. Генераторы тока I_1 и I_2 здесь заменены эквивалентными генераторами напряжения $E_1 = I_1 \frac{1}{g_{BH_1}}$ и $E_2 = I_2 \frac{1}{g_{BH_2}}$, внутренние сопротивления которых равны: $r_1 = \frac{1}{g_{BH_1}}$ и $r_2 = \frac{1}{\frac{1}{g_{BH_2}}}$. Воспользуемся известным методом контурных токов и напишем, уравнения:

$$\begin{aligned} z_{11}\dot{I}_1 + z_{12}\dot{I}_2 &= \dot{E}_{11}, \\ z_{12}\dot{I}_1 + z_{22}\dot{I}_2 &= \dot{E}_{22}. \end{aligned} \tag{1}$$

Здесь $z_{11} = z_1 + z_c$, $z_{12} = z_c$, $z_{22} = r_2 + z_c$, $\dot{E}_{11} = \dot{E}_1$, $\dot{E}_{22} = \dot{E}_2$. Нас интересует величина $\dot{U}_{\rm H} = \dot{I}_1 z_{\rm H}$. Решив уравнения (1), найдем выражения для тока \dot{I}_1

$$\dot{I_1} = E_1 \frac{r_2 + z_c}{D} - \dot{E_2} \frac{z_c}{D},$$





где

$$D = \begin{vmatrix} z_{11}z_{12} \\ z_{21}z_{22} \end{vmatrix} = z_1r_2 + z_cr_2 + z_1z_c.$$

Тогда

$$\dot{U}_{\mathrm{H}} = \boldsymbol{z}_{\mathrm{H}} \left(\dot{\boldsymbol{E}}_{1} \frac{\boldsymbol{r}_{2} + \boldsymbol{z}_{\mathrm{c}}}{D} - \boldsymbol{E}_{2} \frac{\boldsymbol{z}_{\mathrm{c}}}{D} \right).$$

Возвращаясь к исходным генераторам — генераторам тока — будем иметь

$$U_{\rm H} = z_{\rm H} \left[\dot{I}_1 \frac{r_1(r_2 + z_{\rm c})}{D} - \dot{I}_2 \frac{r_2 z_{\rm c}}{D} \right]. \tag{2}$$

Отношение внутренних сопротивлений генераторов токов I_1 и I_2 равно $r_1: r_2 = \frac{1}{S_n}: \frac{1}{S_c}$, так как в режиме короткого замыкания ток каждого генератора будет пропорционален площади поверхности, на которую он течет, а в режиме холостого хода напряжения E_1 и E_2 будут одинаковы, так как предельный потенциал, при прочих равных условиях, определяется кривизной поверхности, которая контактирует с аэрозольным потоком.

Соотношение между амплитудными значениями I_1 и I_2 будут определяться отношением площадей пластины и зоны улавливания $I_1: I_2 = S_{\pi}: S_c$, если считать, что облако однородно на протяжении размаха крыльев. В этом же случае можно считать, что токи I_1 и I_2 будут синхронны и синфазны. Подставив полученные соотношения в выражение (2), получим

$$\dot{U}_{\rm H} = z_{\rm H} \Big(\dot{I}_2 \frac{r_2(r_2 + z_{\rm c})}{D} - \dot{I}_2 \frac{r_2 z_{\rm c}}{D} \Big]. \tag{3}$$

Отношение $\frac{r_2 + z_c}{z_c}$ определяет условие максимума $U_{\rm H}$.

Величины R_c и C_c нам известны. Определим r_2 . Для этого рассмотрим цепь, состоящую из последовательно соединенных z_c , r_2 и генератора E_2 (правая часть рис. 1 б). Пусть генератор E_2 вырабатывает скачок напряжения. Измерив характеристику τ переходного процесса в этой цепи, можно вычислить величину r_2

$$r_2 = \frac{\tau R_c}{C_c R_c - \tau}.$$
 (4)

Из этого выражения видно, что чем меньше разница между $\tau_c = C_c R_c$ и фактической величиной времени релаксации заряда самолета, тем, очевидно, меньше шунтирующее действие в этой цепи оказывает сопротивление r_2 .

Имеющиеся осциллографические записи заряда самолета, которые делались обычно со скоростью протяжки ленты 3 мм/с, не позволяют всегда определить т в момент входа самолета в облако с достаточной степенью точности. Также далеко не всегда протекание процесса электризации самолета на границе облака напоминает воздействие скачка напряжения в указанной выше цепи, так

как облако здесь наиболее неоднородно. Лишь на участках записи заряда самолета, сделанных на малых высотах, где τ_c достаточно велико (для самолета ТУ-104Б, например, на высоте H=3000 м $\tau_c=0.64$ с, а при изменении высоты полета и режима работы двигателей τ_c может меняться в пределах примерно от 0,2 до 2 с), удалось рассчитать т. Подставим в (4) $R_c=4\cdot10^8$ Ом, $C_c=1600$ пФ и $\tau=0.6$ с и найдем, что сопротивление $r_2=6\cdot10^9$ Ом.

Следует отметить, что в найденное таким образом сопротивление r_2 входит также и коллекторное сопротивление цепи разрядки, которое включено параллельно (как и R_c) внутреннему сопротивлению генератора E_2 . Поэтому действительное значение r_2 будет еще больше, чем здесь указано (способ его расчета пока не найден), и можно считать, что

$$\dot{U}_{\mathrm{H}}\simeq z_{\mathrm{H}}\left[\dot{I}_{2}\frac{r_{2}(r_{2}+z_{\mathrm{c}})}{D}\right],$$

т. е. сигнал U_н пропорционален току I₂ на самолет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. и др. Аппаратура для исследования статической электризации самолетов и некоторые результаты измерений.— Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 106—116.

И. И. КАМАЛДИНА

ПОРАЖЕНИЕ САМОЛЕТОВ МОЛНИЯМИ В НЕГРОЗОВЫХ ЗОНАХ

В последнее время в отечественной и зарубежной литературе все чаще встречаются сообщения о случаях поражения самолетов молниями в облаках, не отмечаемых как активные грозовые, причем оказалось, что часто самолеты поражаются молниями в холодное время года. Анализ возможных физических причин поражения самолетов молниями в негрозовых условиях дан в работе [1].

В нашу задачу входило на основе анализа летных происшествий получить обобщенные метеорологические характеристики атмосферы в месте и в момент поражения самолета молнией.

Усилиями сотрудников ГосНИИ ГА и ГГО путем опроса экипажей пострадавших самолетов были собраны сведения о 112 случаях поражений самолетов молниями. К сожалению, собранный материал является весьма разношерстным.

В 57 случаях (из 112) отсутствует указание на время происшествия. В некоторых случаях не указано точно место происшествия. Данные об облачности, осадках, о наличии радиолокационных засветок, болтанке, обледенении, радиопомехах и прочих условиях полета и о характере погоды у земли очень скудны, а иногда и вовсе отсутствуют. И если нам удалось собрать дополнительный материал о температуре и ветре у земли, облачности, осадках и синоптическом положении путем анализа синоптических карт и аэрологических диаграмм, то при анализе условий полета пришлось основываться только на весьма скудных сообщениях экипажей кораблей.

1. Влияние времени года и суток, места и высоты полета на вероятность поражения. На рис. 1 приводится график повторяемости случаев поражения по сезонам. Сравнение показывает, что отношение числа поражений самолетов молниями к среднему числу гроз зимой гораздо выше, чем летом, Как следует из сопостав-

ления кривых 1 и 2, сезонный ход случаев поражения самолетов молниями изменяется от места к месту. Так, например, если в целом по ЕТС максимум повторяемости происшествий приходится на летние месяцы, то в районе Черноморского побережья Кавказа подавляющее число происшествий происходит в феврале январе.

На рис. 2 представлена зависимость числа поражений от времени суток, построенная по 55 случаям. Как следует из рисунка, число поражений незначительно в вечерние и утренние часы и резко возрастает к 10 ч утра. Максимум повторяемости приходится на послеполуденное время и совпадает с максимумом развития конвекции.

Для выявления влияния высоты полета на вероятность поражения все высоты 80 от уровня земли до 6000 м были разбиты на интервалы по 500 м, и для каждого из них было подсчитано число 60 случаев поражений. Результаты представлены в табл. 1.

Как следует из таблицы, наибольшее число поражений относится к интервалу высот от 2000 до 4000 м.

2. Характерная синопти- 20 ческая ситуация и условия погоды в дни с поражениями самолетов молниями. Опираясь на сообщения о месте и времени происшествия, мы провели анализ синоптических ситуаций в дни с происшествиями, пользуясь основными синоптическими картами, и там, где это ока-



Рис. 1. Повторяемость случаев поражения самолетов молниями.

1 — по данным СССР, 2 — по данным США, 3 — число дней с грозой для умеренных широт по средним многолетним данным.

залось возможным, — кольцевыми синоптическими картами. Нам не удалось проанализировать синоптическую обстановку в случаях, когда место происшествия находилось на территории Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии. Анализ показывает, что из 48 исследованных происшествий в 43 случаях они возникали в тыловой части циклона и связаны с прохождением малоактивных холодных и вторичных холодных фронтов. В двух случаях удары молний были связаны с прохождением фронта окклюзии (один из них был по типу холодного). В одном случае удар молнии в самолет произошел на вторичном теплом фронте и в одном — на стационарном. Еще в одном случае погода в районе происшествия определялась слабым местным циклоном, существовавшим всего несколько часов. Таким образом, наиболее характерной синоптической ситуа-

цией при случаях поражений является прохождение холодного и вторичного холодного фронтов.

По нашим расчетам, средняя скорость движения холодных фронтов, на которых произошло поражение молниями, составляла около 25 км/ч. Данные о температуре у земли во время ударов молнии в самолеты (в °C), разнесенные по отдельным месяцам, сведены в табл. 2. В нее не вошли случаи поражений в районе Черноморского побережья Кавказа (за II, III, XI и XII месяцы).



Рис. 2. Повторяемость случаев поражения самолетов молниями.

Последние случаи выделены в силу специфичности условий развития гроз в районе побережья.

Как следует из таблицы, летом (VI, VII, VIII) температура у земли при случаях поражения самолета электрическими разрядами колеблется в довольно узких пределах от 12 до 20°С. В весенне-осенние месяцы соответствующий интервал температур больше.

Значения скорости ветра у земли были сняты с синоптических карт за ближайший ко времени происшествия срок. На рис. 3 приведена повторяемость скоростей ветра, построенная по 39 случаям. Наиболее частую повторяемость имели слабые ветры. В 90% случаях скорость ветра у земли не превышала 8 м/с. Согласнорасчетам, средняя скорость ветра у земли при поражениях составляла 4,9 м/с.

Таблица 1

Число пораже	ений молн	иями в за	висимости	от высот	ъ полета	самолета
Высота, м	0—500	500-1000	1000—1500	1500—2000	2000—2500) 25003000»
Число случаев	8	8	11	7	14	11
Высота, м	3000-3500	3500-4000	40004500	4500—5000	5000-5500) 5500—6000 ["]
Число случаев	5	15	2	2	3	1

3. Температура на уровне поражения самолетов молниями. Абсолютная высота самолета не может служить точным индикатором зоны поражения, поскольку при различных типах погодных условий аэрологические характеристики атмосферы будут различными. Гораздо показательнее температура на уровне пораже-

Таблица 2[.]

I	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x
-2	14	12	19	19—20	18	7—8	5-9
	15	12	17—20	16	1516	4	
	0	10	14—19	15	15-16	12—15	
		1—2	19	17	18		
		25	12 —15				
		18-20	20				-
			16				
			17				
			16		-		1
							1 .

Температура воздуха у земли (°С) во время поражения молниями самолетов

ния, зависящая от температуры у земли и от стратификации атмосферы. Температура на уровне поражения рассчитывалась нами по данным радиозондирования путем интерполяции или по температуре у земли и среднему для данного типа погоды градиенту температуры:

Интервалы, °С		•	•	•	÷	•	•	•	•	•	•	+5 + 10	$0 \div +5$	$0 \div -5$	$-5 \div 10^{\circ}$
Число случаев.	•		•	•	٠		•		•	•		2	11	12	4

Данные таблицы показывают, что в 80% случаев температура на уровне поражения лежала в интервале $+5 \div -5^{\circ}$ C.

4. Характеристика облачности в дни с поражениями самолетов молниями. а. Влияние вида облачности на вероятность поражения.

Данные об облачности были получены частично из сообщений экипажей, пострадавших от молнии самолетов, частично сняты с синоптических карт. Последние дают представление о поле облачности на большой площади, но не позволяют получить характеристику облачности точно в месте поражения. Всего по облачности было проанализировано 56 случаев. Почти во всех случаях наблюдаемая облачность была сложной. Из 57 случаев в 36 случаях наблюдались кучево-дождевые облака обычно в сочетании





со Sc, Frnb, Ns. Случаев, когда наблюдались только Cb или Cb в сочетании с другими облаками вертикального развития, было только 5.

Облака слоистых форм Ns и St были отмечены 12 раз, причем в 5 случаях они наблюдались в сочетании с облаками кучевых форм. Три происшествия были связаны со слоисто-кучевой облачностью, три — с облачностью Cu cong и Cu, и одно — с облачностью Sc в сочетании с Cu cong. В зависимости от сезона повторяемость облаков различных форм в дни с поражениями практически не изменяется. Так, например, облака Cb зимой встречались примерно в 60% случаев, весной в 54%, летом и осенью — в 66 и 80% случаев соответственно. B систему облаков холодных фронтов, исследованных здесь облака Cb входили в 82%. Nsв 15% случаев.

б. Радиолокационные данные, характеризующие зону поражения. Одним из наиболее достоверных признаков грозоопасности облаков является наличие в них радиолокационных засветок и их характер. Эти данные были получены нами целиком на основании сообщений команлиров кораблей и диспетчеров аэродромно-диспетчерской службы. Анализ 30 собранных случаев показал, что в 15 случаях никаких засветок по трассе вообще не наблюдалось, в 6 случаях наблюдались засветки негрозового характера, в 6 случаях наблюдались засветки в стороне от трассы на удалении не менее 10—12 км и только в 3 случаях самолет был поврежден в области опасных засветок.

Были рассмотрены также радиолокационные данные для отдельных видов облаков. Из 6 случаев, когда происшествие было связано только с кучево-дождевой облачностью, в одном случае самолет был поражен разрядом в точке, соответствующей середине радиолокационной засветки, в одном случае засветок вообще не наблюдалось, в остальных случаях наблюдались засветки на значительном расстоянии от трассы.

Из 19 случаев, когда Cb наблюдались в сочетании с облачностью других форм, в 11 случаях засветок вообще не было. В одном случае самолетным радиолокатором наблюдалась слабая засветка. В 5 случаях наблюдались засветки в стороне от трассы и только в 2 случаях самолет был поврежден в области засветки.

в. Турбулентность в облаках в районе поражения. Одной из характерных особенностей грозовых облаков является наличие около них и внутри них зон повышенной турбулентности, вызывающих опасную болтанку самолетов.

Согласно литературным данным [3, 4], коэффициент турбулентности, в грозовых облаках в среднем в 5—7 раз превышает коэффициент турбулентности облаков слоистых форм и мощных кучевых облаков. Поэтому интенсивность болтанки, испытываемой самолетом, является хорошим показателем грозоопасности облаков.

При рассмотрении случаев поражений самолетов молнией бросается в глаза отсутствие в большинстве случаев не только штормовой, но и умеренной болтанки. Всего проанализировано 30 случаев, в которых дана характеристика болтанки.

В 14 случаях из 30 болтанка вообще отсутствовала, в 7 случаях наблюдалась слабая болтанка, в 6— умеренная (сюда отнесены 3 случая, в которых есть указание на присутствие болтанки, но интенсивность ее не указана) и, наконец, в 3 случаях, о которых будет сказано ниже более подробно, наблюдалась сильная болтанка.

Даже тогда, когда в районе происшествия наблюдались облака Cb, в 40% случаев болтанка вообще не наблюдалась, в 25% наблюдалась слабая, в 20% умеренная и только в 15% случаев сильная болтанка. Что же касается облаков других форм, то ни в одном случае поражения молнией в них не наблюдалось даже умеренной болтанки: она либо отсутствовала, либо была слабой. В тех трех случаях, в которых наблюдалась сильная болтанка, поражение самолетов молниями произошло при наличии кучеводождевой облачности в области радиолокационных засветок. Грозовое положение в этих случаях могло быть или было предусмотрено. Такие случаи являются типичными для классической картины грозовой ситуации, однако, как следует из изложенного вы ше и будет показано дальше, составляют малое число от общего числа поражений самолетов молниями.

Таким образом, проведенный анализ характера облачности при случаях поражений показал, что поражения молниями самолетов во многих случаях происходили в облаках слоистых и слоисто-кучевых форм. Обычно предполагается, что в системе облаков сло истых форм могут находится замаскированные кучево-дождевые облака, в которых и могут возникать молнии. Однако в действительности таких замаскированных облаков не наблюдалось, что подтверждается отсутствием болтанки и радиолокационных засветок. При наличии кучево-дождевой облачности в районе происшествия самолет в большинстве случаев повреждался молнией в стороне от активных грозовых зон.

Из изложенного следует, что прогноз случаев попадания молний в самолет ни в коем случае не может быть сведен к прогнозу грозового положения.

Действительно, из 48 исследованных происшествий только в 20% случаев наблюдалась гроза по району, и то в этих случаях происшествия возникали вдалеке от активных грозовых ячеек и грозоопасных зон.

Анализ имеющихся данных радиозондирования и сведения, полученные из АМСГ, дававших прогноз по маршруту экицажам пострадавших самолетов, показывают, что только в 19% происшествий грозовое положение могло быть предсказано. Доказанным можно считать тот факт, что поражения самолетов молниями могут случаться в облаках слоистых форм.

Таким образом, на современном этапе прогноз опасности поражения самолета молнией должен сводиться не только к прогнозу гроз, а и к прогнозу синоптического положения и условий погоды, при котором опасность поражения является наибольшей.

Необходимо также найти параметры атмосферы, которые следует измерять, чтобы предотвратить вход самолета в опасную зону.

Проведенное исследование показывает, что таким типичным синоптическим положением является прохождение холодных и вторичных холодных фронтов, движущихся с небольшой скоростью. Характерным является небольшой рост давления за фронтом, скорости ветра у земли от слабых до умеренных. Температура у земли летом на ЕТС от 12 до 20°С, облачность кучево-дождевая в сочетнии с облаками слоито-кучевых или слоистых форм.

В облаках типичным является отсутствие привычных признаков грозоопасности — сильной болтанки и засветок грозового характера. Явлением, увеличивающим опасность поражения, можно считать выпадение осадков в любой фазе. Наиболее опасны слои с температурой воздуха, лежащей в интервале от +5 до -5°C.

Конечно, перечисленные признаки наиболее опасных погодных условий очень общи и не могут быть достаточными для успешного

прогнозирования. Этот вопрос требует дальнейших разработок. Эднако использование даже столь общих характеристик позволит з несколько раз сократить число поражений самолетов молниями.

ЛИТЕРАТУРА

- . Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
- 2. Curtis F. J. How dangerous is lightning?- Aerospace Safety, 1964, v. 20,

101.1 1. A. A. A. . . . Markey.

ing period eg hie genine. 1740-55 $(f_{ij})_{ij} \neq (i,j)$ 9494+ C.M. 201 and **Bright**er ina status

•11• 8 (Ph. 147)

la acada 👘

1101

1111

na Angeneria i anar i di extension for the second **111**230.00

a anteres terra de la \mathbf{u}_{i} , \mathbf{q} he ar ana 3.331 103

and the state of the

1.1.0.1

С. Н. ГОРОДЕНСКИИ, В. И. КРЫЛОВ, Н. А. ТИТОВ

ОБ ОПЫТЕ ПЕЛЕНГАЦИИ ГРОЗ С САМОЛЕТА

Standard Standard a contra manufacture and a contract

Самолетные метеорологические радиолокаторы обладают малым радиусом действия, что делает их недостаточно эффективными для современных и особенно перспективных летательных аппаратов. Сверхзвуковой самолет не приспособлен к неожиданному и скоротечному маневрированию, поэтому он должен быть оборудован бортовыми средствами заблаговременного грозопредупреждения [1].

Отметим, что разрабатывающиеся бортовые радиолокаторы с увеличенным радиусом действия, например, для сверхзвукового транспортного самолета «Конкорд», даже, если удастся довести их дальность действия до запланированной в 550—600 км, смогут обеспечить эту характеристику лишь применительно к мощным облакам с высокой отражательной способностью. Однако отражаемость облаков изменяется в пределах до 120 дБ и, следовательно, в большинстве случаев указанная дальность действия окажется неосуществимой.

Кроме того, радиолокационные методы не позволяют надежно отличить ливневые облака от грозовых, хотя в последнее время и появился ряд работ, связанных с повышением различающей способности радиолокаторов.

Например, Барановым и др. [2] разработан и испытан в летных условиях в 1969 г. метод измерения отражаемости облака, которая используется для определения зон турбулентности, опасных для полетов самолетов.

Известен патент США от 1966 г. [3], в котором предлагается способ повышения различимости отраженных сигналов от объектов анизотропного характера (крупный дождь, грозовые разряды, мокрый снег и т. д.) на фоне сигналов, отраженных от изотропных сред, например обычного дождя, что достигается сравнительным анализом характера поляризации отраженных сигналов.

Как следует из материалов патента, указанный способ предназначен для наземных систем проводки самолетов через грозоопасные районы. Известен также разработанный Степаненко, альпериным и Соломоником сверхдлинноволновый автоматичекий радиопеленгатор гроз для сопряжения с наземным метеороюгическим радиолокатором [4].

Долгое время считалось, что реализовать известные методы нанемной пеленгации гроз с самолета или другого летательного апнарата весьма затруднительно из-за помех электростатического происхождения.

Исследования, проведенные авторами в 1965—1967 гг., показали практическую возможность решения этой задачи.

Для целей пеленгации грозовых разрядов исследовались чатоты 3, 5, 7 и 10 кГц, что определялось особенностями распростзанения атмосфериков в волноводе Земля — ионосфера и видом их начального спектра.

В работе [5] показано, что главный молниевый разряд уже на расстоянии 30 км всегда может рассматриваться как вертикальный диполь.

Нами были произведены необходимые расчеты по Альперту [6, 7], а также использованы, после нормировки по начальному спектру излучения молнии, имеющиеся в его работе зависимости поля диполя от частоты в дневное время для расстояний 100, 500 и 1000 км при мощности излучения 1 кВт.

Рассмотрение полученных зависимостей напряженности поля для выбранных частот от расстояния до грозового разряда, покавывает, что наиболее приемлемой частотой для самолетного варианта пеленгатора гроз является частота, близкая к 5 кГц. Затухание поля на этой частоте до расстояния примерно 1000 км происходит медленней, чем на общепринятых при наземной грозопеленгации частотах 7—10 кГц, а на расстояниях, превышающих 1000 км, поле на частоте порядка 5 кГц быстро затухает, что соответствует заданному радиусу действия самолетного грозопеленгатора.

Для пеленгации гроз с расстояний, не превышающих 400— 500 км, по аналогичным соображениям целесообразно использовать частоту, близкую к 3 кГц [8].

Экспериментальное исследование пеленгации грозовых разрядов в полете на самолетах ТУ-104 и ТУ-124 производилось с помощью специальной малогабаритной антенной системы (рис. 1). Полеты производились вне облаков, в перистых облаках, в облаках слоистых и кучевых форм и в осадках. Скорость полета доходила до 900 км/ч при высотах, достигающих 11 000 м. Маршруты полетов выбирались в соответствии с прогнозируемыми данными о развитии внутримассовой или фронтальной грозовой деятельности на ЕТС. В непосредственной близости от грозовых очагов полеты выполнялись сбоку и над верхней кромкой грозовых облаков.

Достоверность результатов летных исследований по пеленгации грозовых разрядов оценивалась путем их сопоставления с данными АМСГ аэропортов и Гидрометцентра СССР, а также путем непосредственного визуального наблюдения с борта самолета при его приближениях к грозовым очагам. Кроме того, проводилось синхронное сопоставление показаний пеленгатора и бортового ме теорологического радиолокатора, радиус действия когорого со ставлял примерно 120 км.

Самолетный пеленгатор гроз непрерывно регистрировал на правления на грозовые разряды из любого пункта на маршруте полета (рис. 2), а выбранная частота пеленгации 5 кГц обеспечила прием сигналов на расстояниях до 700—1000 км при их незначительном уровне для больших расстояний.



Рис. 1. Антенны пеленгатора гроз и блока дальности на самолеге ТУ-124.

К числу особенностей, характерных для работы пеленгатора троз с самолета, относится повышенная четкость изображений пеленга после подъема на высоту по сравнению с изображениями, получаемыми на Земле. Это касается также однонаправленности пеленгации.

Магнитные антенны с ферритовыми сердечниками, заключенные в металлические экраны-обтекатели, обеспечивают надежный прием магнитного поля атмосферика при указанных скоростях и высотах полета.

Штыревая металлическая антенна авиационного типа длиной 0,5 м, заключенная в диэлектрический обтекатель, обеспечивает однонаправленность пеленгации при указанных скоростях и высотах полета путем приема электрической составляющей атмосферика.

В процессе полета электрическая антенна иногда принимает помехи электростатического происхождения, которые фиксируются на экране ЭЛТ индикатора пеленга в виде яркого пульсирую-
щего круга диаметром 10—15 мм. Светящийся круг сохраняется на экране в течение промежутков времени до 1 мин, а периодические пульсации интенсивности свечения имеют период, равный нескольким секундам.

Помехи указанного характера изображения пеленга не искажают и на нормальную работу пеленгатора практически не влияют.

Следует отметить, что появление ореола отмечалось как при полетах в облаках различных форм, так и при полетах в ясном небе и при посадках.

Измерениями с помощью специальной аппаратуры ГГО [9], смонтированной на самолете, было установлено, что помехи не связаны со стеканием электрических зарядов с поверхности самолета. Наиболее вероятным является предположение о том, что эти помехи связаны со стеканием электрических зарядов с поверхностей экранов магнитных антенн пеленгатора или с увлажненной поверхности диэлектрического обтекателя самой электрической антенны. В некоторых редких случаях на экране пеленгатора фиксируется практически одновременно несколько пеленгов.

Было отмечено, что при приближении самолета к грозовым очагам на расстояния примерно 20 км и меньше пеленги на грозовые разряды во многих случаях регистрируются в виде одностороннего лепестка полуэллиптической формы, а при полетах над грозовыми облаками пеленг иногда изображается размытым двухсторонним симметричным лепестком эллиптической формы.

Указанные искажения фазового характера являются характерными признаками попадания самолета в районы грозовой деятельности. На рис. 2 показаны результаты пеленгации гроз с самолета ТУ-104. Грозовыми значками на этих схемах отмечены местоположения гроз, зафиксированных визуально наземными метеорологическими станциями в сроки, близкие к срокам полетов, стрелками — многократно измеренные с борта самолета пеленги на грозовые разряды, а пунктирными линиями — маршруты полетов. Рассмотрение данных, представленных на рис. 2, показывает хорошую повторяемость результатов пеленгации грозовых очагов при приближении к ним и при удалении от них, что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

При этом, однако, в условиях полета самолета появляются ошибки, связанные с магнитными помехами, создаваемыми его корпусом, хорошо заметные в некоторых случаях на схемах полетов [8]. Ошибки самолетных грозопеленгаторов отмеченного происхождения не могут быть учтены известными девиационными методами самолетной радиопеленгации из-за отсутствия необходимых источников регулярного излучения на частоте грозопеленгации.

При установке антенн пеленгатора гроз под фюзеляжем самолетов типа ТУ-104 или ТУ-124 ошибки пеленгации, связанные с влиянием корпуса самолета, могут достигать 20° и более.

Были получены формулы, учитывающие ошибки пеленгации гроз указанного происхождения, которые могут быть использова-

10 1/4 769



Рис. 2. Схемы полетов с *а* — полет по трассе Одесса — Москва, 11.06.1966 г., время взлета 10 ч 27 мни, 9. 06.1966 г., время взлета 10 ч 29 мин; *в* — полет по трассе Симферополь — Одесса,

ны для приблизительных оценок. Экспериментальные исследования в условиях полета и на моделях подтвердили полученные теоретические зависимости и показали, что ошибки пеленгации гроз, создаваемые корпусом самолета, могут устраняться соответствующим подбором коэффициентов передачи измерительных каналов пеленгатора [8].

Для снижения дополнительных и трудно учитываемых ошибок



нанесенными результатами испытаний. время посадки 13 ч 22 мин; 6 — полет по трассе Одесса — Симферополь, 9.06. время взлета 10 ч 29 мин, время посадки 12 ч 24 мин.

пеленгации, связанных с возможным наличием вертикальной составляющей магнитного поля атмосферика, антенны пеленгатора гроз целесообразно устанавливать в вертикальной плоскости, включающей продольную ось самолета.

Последние исследования показали, что использование разрезанных (вдоль оси) экранов-обтекателей магнитных антенн дает возможность уменьшить их радиальные размеры до 30 мм.

11 769

ЛИТЕРАТУРА

- Пчелко И. Г., Петренко Н. В., Булдовский Г. С. Метеорологические условия полетов сверхзвуковых самолетоов. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
- Баранов И. М., Богатырь В. Т., Дорофеев А. Ф. Определение опасных для полета самолетов зон в условиях грозовой деятельности при помощи радиолокационных устройств. ГосНИИ ГА, ОНТЭИ, М., 1970.
- 3. Патент США, № 3.268.891, кл. 343-5, 23.08.1966 г.
- 4. Гальперин С. М., Степаненко В. Д., Соломоник М. Е. Сверхдлинноволновый автоматический радиопеленгатор гроз для сопряжения с РЛС метеорологического назначения и телеметрическим каналом. Авторское свидетельство № 200 633. Бюллетень изобретений, № 17, 1967.
- 5. Штенников Ю. В. Экспериментальное исследование дипольных и токовых моментов грозовых разрядов.— В сб.: «Проблемы дифракции и распространения волн», вып. 7, изд. ЛГУ, 1968.
- 6. Альперт Я. Л., Гусева Э. Г., Флигель Д. С. Распространение низкочастотных электромагнитных волн в волноводе Земля — ионосфера. М., «Наука», 1967.
- Альперт Я. Л. О распространении электромагнитных волн низкой частоты над земной поверхностью. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Городенский С. Н. Ошибки пеленгации гроз, создаваемые корпусом самолета. Сб. Трудов РКИИ ГА, вып. 165, Рига, 1970.
- 9. Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. Л., Гидрометеоиздат, 1970.

Heess Automatics and an external process and a contract process and a contract process of the contr

. .

Е. Р. ДВАЛИ

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ И ЧАСТОТЫ ГРОЗ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВЫСОТЫ МЕСТА НАД УРОВНЕМ МОРЯ В УСЛОВИЯХ ГРУЗИИ

В литературе по исследованию территориального распределения гроз отмечается зависимость грозовой активности от высоты места над уровнем моря. Указывается на значительное влияние больших гор, под действием которых возрастает динамическая турбулентность и восходящие течения воздуха по склону гор и тем самым создаются импульсы мощных конвективных токов, способствующих усилению грозовых процессов.

На территории СССР Кавказ выделяется как наиболее грозоносный район. Подробно грозовые процессы и распределение гроз по территории Закавказья исследованы А. Г. Балабуевым по данным наблюдений до 1935 г., Г. И. Чиракадзе за период 1936— 1940 гг. и Гуния за период 1944—1953 гг. На составленных ими картах распределения числа дней с грозами за год указывается, что места с максимальным развитием грозовой деятельности сосредоточены главным образом на горных хребтах. Однако зависимость грозовой активности от высоты расположения места над уровнем моря в этих работах отдельно не рассматривается. Между тем знание особенностей изменения грозовой активности на разных высотах в условиях сложного рельефа Грузии будет полезно при проектировании грозозащиты, планировании высоковольтной электропередачи и авиационных трасс.

Ниже даются результаты исследования продолжительности и частоты гроз в зависимости от высоты места над уровнем моря.

Исходным материалом послужили данные продолжительности гроз близких и отдаленных вместе взятых для 28 станций за период 1960—1968 гг.

Как следует из рассмотрения материалов, имеется тенденция к увеличению с высотой суммарной продолжительности гроз. На высотах 1600—2000 м продолжительность гроз достигает максимальных значений, а выше 2000 м — резко падает (рис. 1). Из рассмотрения данных можно сказать, что в условиях сложного, чрезвычайно пересеченного рельефа Грузии во многих случаях не наблюдается закономерного увеличения грозовой активности с увеличением высоты места над уровнем моря. Часто в долинах она больше, чем на хребтах. Особенно низкую грозовую активность показывают метеостанции, расположенные в глубоких ушельях с закрытым и суженным горизонтом.

Следует отметить также, что расположение существующей сети метеорологических станций, а также метод учета гроз визуальным способом не дают достаточно надежных данных.

Зависимость грозовой активности от параметра *P*=te. Одним из главных факторов, обусловливающих возникновение гроз, явля-/ется температура и влажность воздуха.

В настоящей работе сделана попытка рассмотреть характер зависимости грозовой активности от климатического параметра *P* на разных высотах местности от уровня моря.



Рис. 1. Зависимость продолжительности гроз от высоты места над уровнем моря.

Для определения параметра P= =te были выписаны из справочнисредние месячные значения KOB температуры воздуха (t°C) и абсолютной влажности (е мб), а также числа дней с грозой (Т) по 49 метеостанциям. Затем вычислялись средние месячные значения Р и Л для групп станций, расположенных в пределах высот 0-400, 400-800, 800-1200, 1200-2000 м по Западной и Восточной Грузии в отдельности. Таким образом, для каждой группы определялось среднее число дней с грозами с апреля по октябрь включительно и соответствующий каждому из месяцев климатический параметр Р. Полученные результаты нанесены на график (рис. 2), где по оси абсцисс отложен параметр Р, а по оси ординат — число дней

с грозой за месяц (T). Из графика видно, что характер зависимости параметров P и T меняется с высотой места. Так, например, для территории Западной Грузии, расположенной в прибрежной зоне в пределах высот 0—400 м, с увеличением P за IV—Х грозовая активность увеличивается. С увеличением высоты места зависимость принимает вид двух почти прямых линий, одной в IV—VI и второй в VII—Х месяцы; при этом расхождение между сезонными линиями с увеличением высоты уменьшается.

Зависимость между числом грозовых разрядов и продолжительностью гроз. По данным инструментальных наблюдений числа грозовых разрядов и продолжительности гроз по визуальным наблюдениям в Душети за период 1960—1966 гг. построен график (рис. 3), который показывает, что между этими характеристиками



Рис. 2. Зависимость числа дней с грозой от параметра P = te на разных высотах. a - Западная Грузия, 6 - восточная Грузия.

существует прямая зависимость. С помощью этого графика по данным продолжительности можно определить существующее число грозовых разрядов для других станций, где инструментальные наблюдения отсутствуют. Коэффициент корреляции между числом грозовых разрядов и продолжительностью гроз за существующие отрезки времени равен 0,93±0,02.

Среднее число разрядов в году по данным грозорегистратора за период 1960—1966 гг. в Душети составляет 3650. Полагая радиус



Рис. 3. Зависимость числа грозовых разрядов от продолжительности гроз.

действия грозорегистратора равным 15 км, на 100 км² в районе Душети приходится в среднем 500 разрядов в год.

Поскольку грозорегистратор типа ПРГ-15, который работал в Душети, регистрируст как разряды на землю, так и внутриоблачные разряды, то 500 разрядов на 100 км² относятся к суммарному числу разрядов.

выводы

1. В условиях сложного пересеченного рельефа Грузии в большинстве случаев наблюдается закономерное увеличение грозовой активности с увеличением высоты места наблюдения.

2. Наблюдается прямая зависимость грозовой деятельности от параметра P = te.

3. В горных условиях наблюдается прямая зависимость между числом грозовых разрядов и продолжительностью гроз.

and a special design of the second Associated as a second secon

protocraja sebira sobrostosanos 20 dans.

医硫酸钠磷 化机械机能 计分子分词 法法认为 化乙基乙酸乙酯

éz azetén jahon k

137 S

n an an an Anna an Anna an Anna

Л. Б. БРЕСЛАВ, И. М. ИМЯНИТОВ

О ТОЧНОСТИ АМПЛИТУДНОГО МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ УДАЛЕННОСТИ ГРОЗ

Простейший из методов измерения расстояния до гроз — амплитудный — основывается на том, что с изменением расстояния от грозы до пункта наблюдения изменяется в среднем и амплитуда атмосфериков. Предложенный еще Форрестом [1] этот метод не получил вначале широкого применения из-за того, что спектр амплитуд атмосфериков, излучаемых грозой, весьма широк (амплитуды атмосфериков от одного источника могут меняться на два-три порядка величины). Появление атмосферика с данной амплитудой, может быть, поэтому связано как с удаленностью источника атмосфериков, так и с характеристиками молнии, излучившей атмосферик.

В то же время простота метода все время привлекала к нему внимание. На его основе со времен А. С. Попова пытаются создать грозосигнализаторы (или грозоотметчики) — приборы, показывающие наличие гроз в круге данного радиуса и число разрядов в нем [2,7]. На основе этого же метода в последнее время делались попытки создать измерители удаленности гроз, в которых сочетался пеленгатор молний, дающий направление, с амплитудным анализатором того или иного вида, дающим расстояние [3, 4, 5].

Для уменьшения влияния разброса характеристик молний в источнике атмосфериков на точность определения расстояния или фиксации молний в круге данного радиуса авторы упомянутых работ [2, 3, 4, 5] измеряют серию амплитуд атмосфериков, считая, что все грозы в среднем генерируют стандартный спектр атмосфериков. При таком подходе для измерения расстояния с заданной точностью необходимо произвести некоторое число отсчетов, не меньше заданного, с тем, чтобы сравнение спектра амплитуд принятых сигналов с параметрами «стандартной» кривой спектра для данного расстояния обеспечило требуемую точность отсчетов.

Возникает вопрос, сколько же должно быть принято сигналоватмосфериков, чтобы можно было бы произвести измерение с за-

данной степенью точности? Для ответа на этот вопрос необходимо выяснить причины возможных погрешностей. К сожалению, авторы упомянутых работ не отвечают на этот вопрос. Если иметь в виду, что грозы существуют ограниченное время, обычно от получаса до нескольких часов и смещаются в пространстве (средняя скорость смещения составляет 20-30 км/ч), то очевидно, что есть грозы, быстро смещающиеся, с достаточно малым числом разрядов. определять расстояние до которых приборами, основанными на амплитудном методе, не имеет смысла; с другой стороны, есть медленно смещающиеся долгоживущие грозы с достаточно большим числом разрядов, определение расстояния до которых может производиться с большой степенью точности. Поэтому, заданный вопрос настоятельно требует ответа. Понятие «достаточно» в обоих рассматриваемых случаях является предметом настоящей работы. Надо иметь в виду, что теоретический анализ, проводимый в настоящей работе, дает идеализированные данные. Любой конкретный эксперимент, основанный на рассматриваемом методе, может дать только худшие результаты.

Ошибки в определении расстояния до грозы с помощью амплитудного метода могут иметь следующие причины.

1. Конечность количества наблюдений. При ограниченном числе отсчетов может быть малой вероятность того, что наблюденные параметры распределения будут лежать в достаточно близкой окрестности истинных (генеральных) параметров распределения.

2. Ошибка в значении дисперсии. При определении расстояния исходят из стандартного спектра атмосфериков с заранее известной дисперсией. В действительности, дисперсия также подвержена известным флюктуациям, что вносит погрешности в точность определения расстояния. К этой категории ошибок могут быть отнесены и грозы, давшие «несформировавшийся» спектр атмосфериков.

3. Влияние порога чувствительности. Любой прибор имеет определенный порог чувствительности. Поэтому воспринятая часть спектра отличается от истинной, и в силу этого наблюденные параметры могут отличаться от истинных.

4. Влияние «посторонних» гроз. Атмосферики от других гроз, принимаемые прибором, «искажают» спектр атмосфериков от «основной» грозы.

Оценка влияния каждого из этих факторов на точность определения расстояния до грозы содержится ниже. Основные результаты иллюстрируются количественными примерами, позволяющими оценить значимость каждого из этих факторов. Формально, приведенные расчеты не учитывают влияния смещения грозы за время наблюдения, что особенно существенно для измерения удаленности близких гроз. Однако это может быть учтено ограничением времени наблюдения, соответствующим достаточно малому смещению грозы.

Рассмотрим наиболее простой случай — атмосферики излучаются только одной грозой со стандартным спектром амплитуд, дисперсия которого задана. Задача может быть формализована следующим образом: имеется некоторая характеристика сигнала $u_{1,}^1$ распределенная по лог-нормальному закону [6], с известными параметрами, так что

$$f(u_1) = \frac{1}{u_1 \sigma_1 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln u_1 - \ln u_0)^2}{2 \sigma_1^2}}.$$

Введем для удобства относительную характеристику $u = \frac{u_1}{u_0}$ где u_0 — некоторая назначенная величина характеристики сигнала. Отметим, что $\sigma = \frac{\sigma_1}{u_0}$, тогда

$$f(u) = \frac{1}{\sigma u \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln u)^2}{2\sigma^2}}.$$
 (1)

Рассматриваемая характеристика сигнала u_1 воспринимается датчиком, находящимся на расстоянии r_1 от источника сигнала. Воспринимаемая величина напряженности поля v_1 убывает по закону $v_1 = \frac{u_1}{r_1^k}$. Введем характеристику v_0 , соответствующую назначенному расстоянию r_0 , так что

$$v_0 = \frac{u_0}{r_0^k}; \quad v = \frac{v_1}{v_0}; \quad r = \frac{r_1}{r_0}.$$

Стоит упомянуть, что величина k меняется от 1 (точнее 4/3) до 3 в зависимости от того, какую составляющую поля принимает прибор. Тогда относительная характеристика воспринимаемого сигнала

$$v = \frac{u}{r^k}.$$
 (2)

Распределение (1) известно. Требуется найти ожидаемое значение относительного расстояния M[r] на основании n проведенных замеров v_i , где $i \in [1, ..., n]$.

Нетрудно видеть, что значения ln *u* распределены по нормальному закону. Рассмотрим распределение величины *r*, получаемой из соотношения (2)

$$\ln r = \frac{1}{k} \Big\{ \widehat{M}(\ln u) - M(\ln u) + [M(\ln u) - M(\ln v)] \Big\}.$$
(3)

Здесь M() — символ ожидаемого (среднего) значения, M() — символ оценки ожидаемого значения. Поскольку значения $\ln u$ распределены по нормальному закону, то и оценка среднего тоже распределена по нормальному закону с среднеквадратичным

¹ В качестве величины u_1 могут рассматриваться как часть электрического момента облака, вовлеченная в разряд, так и токи молний или их изменения во времени.

отклонением σ/\sqrt{n} . Отсюда, вероятность того, что $\ln r$ будет находиться в-є окрестности истинного его значения будет иметь вид

$$P\{(\ln r_{u}) - \varepsilon_{1} \leq \ln r \leq (\ln r_{u}) + \varepsilon_{2}\} = P\{a - \varepsilon_{1}k \leq \ln u \leq a + \varepsilon_{2}k\} = \frac{1}{2} \left\{ \Phi\left(\frac{k \varepsilon_{1}\sqrt{n}}{\sigma}\right) + \Phi\left(\frac{k \varepsilon_{2}\sqrt{n}}{\sigma}\right) \right\},$$

тде a — генеральная средняя $\ln u$, σ — среднеквадратичное отклонение, $\Phi()$ — функция Лапласа.

Отсюда

$$P\{r_{\mathfrak{n}}e^{-\varepsilon_{1}} \leqslant r \leqslant r_{\mathfrak{n}}e^{\varepsilon_{2}}\} = \frac{1}{2} \left\{ \Phi\left(\frac{k \varepsilon_{1} \sqrt{n}}{\sigma}\right) + \Phi\left(\frac{k \varepsilon_{2} \sqrt{n}}{\sigma}\right) \right\}.$$
(4)

Важно отметить, что вероятность относительной погрешности от показателя степени k не зависит. Действительно,

$$\ln(1 \pm \alpha) = \frac{\Delta \ln r}{\ln r} = \frac{\frac{1}{k} \Delta \left(\hat{M}(\ln u) - M(\ln v) \right]}{\frac{1}{k} \left[\hat{M}(\ln u) - M(\ln v) \right]},$$

$$P\{(1 - \alpha) r_{\mu} \leq r \leq (1 + \alpha) r_{\mu}\} = \frac{1}{2} \left\{ \Phi \left(\frac{\ln (1 - \alpha)}{\sigma} \sqrt{n} \right) + \Phi \left(\frac{\ln (1 + \alpha)}{\sigma} \sqrt{n} \right) \right\}.$$
(5)

Полученные соотношения (4) и (5) позволяют оценить вероятность определения расстояния до грозы с некоторой заданной точностью в зависимости от параметра распределения о.

В табл. 1 приведена вероятность того, что расстояние будет определено с погрешностью $\mp 0.5 r$, $\mp 0.25 r$, $\mp 0.10 r$ для значений $\sigma = 4$, 8, 12 дБ.

Следует иметь в виду, что n — число замеров в формулах (4) и (5) и в табл. 1 в общем случае отнюдь не равно среднему чис-

Таблица 1

		$\sigma \equiv 4 \ \pi B$ $\Delta r/r$			а =8 дБ		α = 12 дБ		
n					$\Delta r/r$			$\Delta r/r$	
	∓0,50 r	∓0,25 <i>r</i>	∓0,10 <i>r</i>	∓0,50 r	∓0,25 r	∓0 ,1 0 r	∓0,50 r	∓0,25 r	770 ,10 7
1	0,77	0,44	0,17	0,43	0,21	0,08	0,30	0,15	0.05
10	0,698	0,92	0,49	0,89	0,62	0,34	0,85	0,42	0,14
10^2	1,0	1,00	0,97	1,00	0,99	0,73	1. 0 0	0,93	0,45
10 ³	1,00	1,00	1,00	1, 0 0	1,00	1. 0 0	1,00	1,00	0,93
104	1,00	1,00	1,00	1,00	1,0 0	1,00	1.00	1,00	1,00
· ` `	1								

Вероятность *Р* определения расстояния до грозы с требуемой точностью

у атмосфериков, излучаемых грозой за время, равное времени зблюдения. Поэтому, при определении вероятности оценки расюяния до грозы с требуемой точностью должна быть учтена верятность того, что гроза за время наблюдения излучит не менее атмосфериков. Или

$$P\{(1-\alpha)r_{\mu} \leqslant r \leqslant (1+\alpha)r_{\mu}\} = \frac{1}{2} \left\{ \Phi\left(\frac{\ln(1-\alpha)}{\sigma}\sqrt{n}\right) + \Phi\left(\frac{\ln(1+\alpha)}{\sigma}\sqrt{n}\right) \right\} P\{m \ge n\}.$$
(6)

Здесь $P\{m \ge n\}$ — вероятность того, что гроза за время наблюения излучит не менее n атмосфериков.

Естественно полагать, что количество излучаемых грозой атморериков за некоторый промежуток времени распределено по заону Пуассона. Тогда

$$P_m = \frac{(\mathbf{v} t_{\mathrm{H}})^m}{m!} e^{-\mathbf{v} t_{\mathrm{H}}},\tag{7}$$

де v — среднее число атмосфериков, излучаемых грозой в еди-

Отсюда

T
 A

$$P\{m \ge n\} = \sum_{m=n}^{\infty} \frac{(v t_{\rm H})^m}{m!} e^{-v t_{\rm H}} = 1 - \sum_{m=0}^{n-1} \frac{(v t_{\rm H})^m}{m!} e^{-v t_{\rm H}}.$$
 (8)

Расчет величины $P\{m \ge n\}$ по формуле (8) достаточно трудомок, поэтому целесообразно воспользоваться представлением расределения (8) через распределение Шарлье. Это позволяет весьма высокой точностью записать

$$P\{m \ge n\} = 1 + \frac{1}{\sigma \sqrt{v t_{\rm H}}} \varphi_2(x) - F_0(x) - \frac{1}{24 \sqrt{v t_{\rm H}}} \varphi_3(x), \qquad (9)$$

де $x = \frac{n - v t_{\rm H} - 0.5}{v - v t_{\rm H}}$; F(); φ_2 (); φ_3 ()— интеграл, вторая й ретья производные от плотности нормального распределения соответственно.

ЭЗначения $P\{m \ge n\}$ для некоторых $vt_{\rm H}$ и *п* приводятся в табл. 2. (Время наблюдения для расчетов принято равным 30 мин.)

					таолица 2				
! !		v t _H							
년 28 ⁴ 년	n	1	10	100	.300				
-unatura:	1	0,62	1,00	1,00	1,00				
	10	0,00	0,56	1,00	1,00				
	100	0,00	0,00	0,52	1,00				
11)	300	0,00 .	0,00	0,00	0,50				
			1 . 1						

Таблица 2

С учетом формул (5) и (8) или (9) построена иллюстративна таблица зависимости вероятности измерения удаленности гроз с заданной точностью от интенсивности излучения грозой атмосф риков (табл. 3). Отметим, что значения вероятностей в этой таб лице приведены для оптимальных вариантов расчета, когда на блюдатель выбирает лучшую из возможных стратегий. Иными сло вами, он определяет расстояние до грозы по меньшему числ наблюдений, когда вероятность получения большего числа набли дений достаточно мала, проигрывая при этом в точности, и в протиг ном случае, когда вероятность большего числа разрядов велик ожидает их получения, добиваясь большей точности. Время набли дения в табл. 3 по-прежнему принято равным 30 мин.

Таблица

		σ == 4 дБ			л — 8 дБ		σ == 12 дБ			
v t _H		$\Delta r/r_{\mu}$		}	Δr/r _H		Δrjr _и			
	<u>±0,50</u>	±0,25	±0,10	±0,50	±0,25	±0,10	±0,50	±0,25	±0,1	
1	0,48	0,27	0,11	0,27	0,13	0,05	0,19	0,09	0,03	
10	0,77	0,54	0,27	0,50	0,35	0,19	0,47	0,23	0,08	
100	0,98	0,92	0,50	0,89	0 ,62	0,38	0,85	0,48	0,23	
300	1,00	1,00	0,97	1,00	0,99	0,73	1,00	0,93	0,47	
			1	1						

Вероятность измерения удаленности грозы с заданной степенью точности $P\{m \ge n\} P\{(1-\alpha)r_u \le r \le (1+\alpha)r_u\}$

Таким образом, вероятность достаточно точного определения расстояния до грозы амплитудным методом оказывается сравни тельно невысокой. Это усугубляется двумя другими факторами

1. Неточная оценка истинной дисперсии спектра амплитуд. Ма тематическое ожидание сигнала *u*, распределенного по лог-нор мальному закону, имеет вид

$$M[u] = M\left[\frac{u_1}{u_0}\right] = e^{\frac{\sigma^2}{2}}.$$
 (10)

Смещение в оценке математического ожидания, возникающее за счет асимметрии лог-нормального распределения, определяется выражением

$$\frac{\stackrel{\wedge}{M}(u)}{M}(u)=e^{\frac{\stackrel{\wedge}{\sigma^2}-\sigma^2_u}{2}},$$

где $\hat{M}(u)$ — оценка математического ожидания сигнала, σ_{μ}^2 — истинная дисперсия, $\hat{\sigma}^2$ — оценка дисперсии. Отсюда, погрешность в оценке расстояния составит

$$\frac{\hat{M}(r)}{M(r)} = \sqrt[k]{\frac{\overline{M}(u)}{\hat{M}(u)}} = e^{-\frac{\sigma_{\rm H}^2 - \sigma^2}{2k}}.$$
(11)

Зависимость погрешности в определении расстояния при ожидаеом $\sigma=8$ дБ от его истинного значения и значения k приводится а рис. 1, из которого, в частности, следует, что изменение дисэрсии по сравнению с ожидаемой может сказаться на изменеи $\Delta r/r_n$ на 80% и более. Сопоставление рис. 1 с табл. 1 и 3 приодит к представлению об опасности нереальной оценки параметов распределения при измерении расстояния до грозы. В самом еле, если принять $\sigma=4$ (рис. 1), то при фактическом $\sigma=12$ дБ k=1) $\Delta r/r_n$ возрастает до 140%.

2. Влияние порога. то приобретает осоое значение в связи тем, что в схеме приора, регистрирующего предутмосферики. матривается фильтр. тсеиваюший значительную часть, доходяцую иногда до 90% зсех сигналов [4]. Влияние такого фильтра на 10 гочность измерений мокет быть оценено из ледующих соображений:

ний: а) если параметры распределения заранее гочно известны, то величина v уменьшается на порядок, так как от-

е. Рис. 1. Зависимость коэффициента искажения расстояния от k и σ (при ожидаемом $\sigma = 8$ дБ). т-

сеивается 90% спектра; соответствующим образом уменьшается веооятность $P\{m \ge n\}$ (см. табл. 2) и вероятность определения расстояния до грозы с требуемой точностью (см. табл. 3);

б) при неизвестной дисперсии невозможно указать квантили зоспринимаемой части спектра, и оценка ожидаемого значения игнала оказывается смещенной. Смещение математического ожидания может быть определено следующим образом. Пусть фильтр пропускает сигналы при условии ln v+kln r≥α. Наличие фильтра превращает распределение в усеченное лог-нормальное. Матемагическое ожидание такого распределения

$$M[u] = \frac{\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \int_{\alpha}^{\infty} e^{\ln u} e^{\frac{(\ln u)^2}{2\sigma^2} du}}{\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \int_{\alpha}^{\infty} e^{-\frac{(\ln u)^2}{2\sigma^2} du}} = \frac{e^{\frac{\sigma^2}{2} \left[1 - F\left(\frac{\sigma}{\alpha} - \sigma\right)\right]}}{1 - F\left(\frac{\sigma}{\alpha}\right)}.$$
 (12)

Поскольку математическое ожидание сигнала $M[u] = e^{-2}$, то коэффициент искажения сигнала



$$\dot{k}_{\rm HC} = \frac{1 - F\left(\frac{\alpha}{\sigma} - \sigma\right)}{1 - F\left(\frac{\alpha}{\sigma}\right)},$$

а коэффициент искажения расстояния будет описываться следук щим выражением:

$$k_{\rm p} = \frac{k}{\sqrt{\frac{1 - F\left(\frac{\alpha}{\sigma}\right)}{1 - F\left(\frac{\alpha}{\sigma} - \sigma\right)}}}$$

Исходя из вероятности отсева $F\left(\frac{\alpha}{\sigma}\right)=0,9$ можно получить коэф фициенты искажения расстояния в зависимости от значений о и (рис. 2). Так как дисперсия заранее точно не известна, то ввести по правку на коэффициент искажения достаточно затруднительно Отметим только, что влияние этого фактора может внести ошиб ки, измеряемые сотнями процентов.





Bce предшествую щие рассуждения ве лись в предположени того, что атмосферик излучаются только од ной грозой. В случа наличия нескольки гроз задача существен но усложняется. Тре буется установить, в ка кой степени атмосфе рики, излучаемые дру гими грозами, буду искажать расстояни определенное амплитул ным методом до основ ной грозы. Математи

(1

ческое ожидание принятого от нескольких гроз сигнала определит ся как взвешенная сумма Математических ожиданий сигналов принятых от каждой из *m* гроз

$$\hat{\mu}(v) = \frac{1}{\sum_{i=1}^{m} l_i} \sum_{i=1}^{m} l_i \hat{m}_i(v_i), \qquad (15)$$

где $\mu(v)$ — оценка математического ожидания сигнала от всех гроз, l_i — весовой коэффициент, m_i (v_i) — оценка математического ожидания сигнала от *i*-той грозы.

Задача определения расстояния до основной грозы при нали

нии нескольких гроз может о́ыть так же рассмотрена в двух дотущениях:

1) дисперсии спектров атмосфериков всех гроз равны и заранее известны;

2) дисперсии распределений заранее неизвестны.

Рассмотрим задачу при первом допущении. Принимая в силу этого допущения $\mu(u_1) = \mu(u_2) = ... = \mu(u_m) = \mu(u)$, формулу (15) можно переписать

$$\overset{\wedge}{\mu}(v) = -\frac{\mu(u)}{\sum_{i=1}^{m} l_i} \sum_{i=1}^{m} \frac{l_i}{r_i^k}.$$
 (16)

Весовой коэффициент l_i зависит от интенсивности v_i генерирозания грозой атмосфериков и вероятности приема атмосфериков P_i регистрирующим прибором. Вероятность приема атмосфериков от грозы, находящейся на расстоянии r_i от регистрирующего прибора, определяется условием

$$\ln u - k \ln r_i = \ln v_n, \tag{17}$$

де v_n — пороговая чувствительность прибора.

Учитывая, что значения In *u* распределены по нормальному закону, вероятность приема атмосфериков от *i*-той грозы

$$P_i = \int_{\alpha_i}^{\infty} \varphi(\ln u) d(\ln u) = 1 - F(\alpha_i), \qquad (18)$$

де $\alpha_i = \ln v_n + k \ln r_i$. С учетом (18) формулу (16) можно записать

$$\overset{\wedge}{\mu}(v) = \frac{\mu(u)}{\sum_{i=1}^{m} v_i \left[1 - F(\alpha_i)\right]} \sum_{i=1}^{m} \frac{v_i [1 - F(\alpha_i)]}{r_i^k}.$$
 (19)

Эту формулу удобно представить в виде

$${}^{\wedge}_{\mu}(v) = \frac{\mu(u)\nu_{1}[1 - F(\alpha_{1})]}{r_{1}^{k}\sum_{i=1}^{m}\nu_{i}[1 - F(\alpha_{i})]} \left\{ 1 + \sum_{i=1}^{m} \frac{\nu_{i}[1 - F(\alpha_{i})]}{\nu_{1}[1 - F(\alpha_{i})]} \left(\frac{r_{1}}{r_{i}}\right)^{k} \right\},$$
(20)

где коэффициент при фигурных скобках и второе слагаемое в фигурных скобках определяют коэффициент искажения расстояния до основной грозы. Формула (20) позволяет проанализировать точность амплитудного метода при нескольких грозах или определить коэффициент искажения расстояния до основной грозы. Негрудно видеть, что при $r_1 = r_2 = ... = r_m$ так же, как и при $r_1/r_i \rightarrow 0$ (где i=1, 2, ..., m) $\mu(v) = \mu(v_1)$ и расстояние не искажается. Для наглядности проведем анализ для случая m=2, хотя распространить рассуждение на случаи m>2 сложности не представляет. При m=2 формула (20) принимает вид

$$^{\wedge} (v) = \frac{\mu(u) v_1 [1 - F(\alpha_1)]}{v_1 [1 - F(\alpha_1)] + v_2 [1 - F(\alpha_2)]} \frac{1}{r_1^k} \left\{ 1 + \frac{v_1 [1 - F(\alpha_2)]}{v_2 [1 - F(\alpha_1)]} \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^k \right\}.$$
 (21)

Результаты расчетов по этой формуле — зависимость коэффициента искажения от отношения r_1/r_2 (для $v_1 = v_2$) и порога чувствительности прибора (фильтра) для значений $\sigma = 4$, 8 и 12 дБ приводится на рис. 3. Следует иметь в виду, что $v_1 < v_2$ и $r_1 \gg r_2$ коэффициент искажения k_{μ} существенно возрастает.

При неизвестных заранее параметрах распределения спектров атмосфериков математическое ожидание сигнала может быть оп-



Рис. 3. Зависимость коэффициента искажения расстояния от отношения r_1/r_2 для различных σ (*a*) и при различных фильтрах (*b*). 1 — фильтр с $P_{\text{отс}}$ =0,02; 2 — фильтр с $P_{\text{отс}}$ =0,16; 3 — фильтр с $P_{\text{отс}}$ =0,50.

ределено по формуле (15), однако с учетом смещения оценки математического ожидания, определяемого для каждой грозы по формуле (12). С учетом последней формула (15) примет вид

$$\mu(v) = \frac{1}{\sum_{i=1}^{m} v_i [1 - F(\alpha_i)]} \sum_{i=1}^{m} \frac{v_i \left[1 - F\left(\frac{\alpha_i}{\sigma} - \sigma\right)\right]}{r_i^k}, \quad (22)$$

где по-прежнему $\alpha_i = \ln v + k \ln r_i$. Упрощая формулу (22) и пред-

гавляя ее для случая двух гроз в виде, аналогичном (21), поучим

$$(v) = \frac{v_1 \left[1 - F\left(\frac{\alpha_1}{\sigma} - \sigma\right) \right]}{r_1^k \left\{ v_1 \left[1 - F\left(\frac{\alpha_1}{\sigma}\right) \right] + v_2 \left[1 - F\left(\frac{\alpha_2}{\sigma}\right) \right] \right\}} \left\{ 1 + \frac{v_1}{v_2} \left[\frac{1 - F\left(\frac{\alpha_2}{\sigma} - \sigma\right) \right]}{\left[1 - F\left(\frac{\alpha_1}{\sigma} - \sigma\right) \right]} \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^k \right\}$$
(23)

Иллюстративная зависимость коэффициента искажения расгояния для $\sigma=8$ дБ, k=1 и $v_1=v_2$ от отношения $\frac{r_1}{r_2}$ при разых фильтрах приведена на рис. 4. Нетрудно видеть, что фильтр высоким коэффициентом (вероятностью) отсева существенно скажает расстояние до грозы и в случае нескольких гроз. С этой очки зрения значительно предпочтительнее фильтры с умеренной ероятностью отсева.



Рис. 4. Зависимость коэффициента искажения расстояния до грозы от отношения r_1/r_2 при различных фильтрах

В заключение можно отметить, что проведенный анализ позволяет установить следующее.

1. Использование амплитудного метода измерения удаленности гроз требует детальнейшего учета всех рассмотренных в этой работе факторов; в противном случае расчетная ошибка может достигать многих сотен процентов, особенно с учетом того, что выше рассмотрена идеализированная модель процесса, приводящая к ошибке, меньшей, чем может иметь место в практике.

2. Выбирая соответствующий фильтр (с коэффициентом отсе около 15%) и принимая электростатическую составляющую (k =3), можно заметно снизить погрешность измерения расстояни

3. В силу всего сказанного возможности использования ампл тудного метода для оперативного измерения удаленности гD весьма ограниченны, в первую очередь для гроз малой и средн интенсивности, а также при наличии нескольких гроз в радиусе де ствия прибора.

4. Применение амплитудного метода для целей климатолог ческого анализа может обеспечить достаточно надежные результ ты, когла можно принять, что грозы распределены по кольцу нек торого радиуса, как это обычно делается [2, 7]. т. е. когда врем наблюдения достаточно велико, а параметры рапределения спект атмосфериков относительно стабильны.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. For rest J. S. The determination of the location and frequency of thunderstor by a radio method.- Quart. J. of Royal Meteor. Soc., 1943, v. 69, pp. 33-44.
- by a radio method. Quart. J. of Royal Meteor. Soc., 1945, V. 69, pp. 35-44.
 Horner F. The design and use of instruments for counting local lightnin flashes. Proc. IEE, 1960, 107 B, pp. 321-330.
 Созин В. И. Об оценке удаленности гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, 1967, вып. 204, с. 96-99.
 Лободин Т. В. и др. Экспериментальная проверка работы пеленгатор близких гроз. Труды ГГО, 1667, вып. 204, с. 84-91.

- 5. Galo V., Mezosi M. A. Five channel transistorized lightning counter. Jdòjarâs, 1966, v. 70, No. 17.
- 6. Muller-Hillebrand D. Zur physik der blitzentladung.— ETZ, A, 196 Nr. 8, S. 18.
- 7. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленност гроз по амплитудам атмосфериков. Труды ГГО, 1973, вып. 146, с. 58-6

В. И. СОЗИН

К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АЗИМУТА ПЕЛЕНГАТОРОМ С ЛИНЕЙНОЙ РАЗВЕРТКОЙ

the second s

При использовании в пеленгаторе схемы линейной развертки зимута [1] существует опасность появления ошибки в определеии последнего за счет неодновременности момента перехода сигала через нулевое значение (момент начала квазиполупериода) момента достижения сигналом порога срабатывания фиксатора улевых переходов (ФНП). При синусоидальной форме сигнала еличина ошибки $\Delta \phi$ будет определяться выражением

$$\Delta \varphi = \arcsin \frac{U_0}{U_m}, \qquad (1)$$

де U₀ — величина порога срабатывания ФНП, U_m — величина мплитуды сигнала.

Очевидно, для уменьшения ошибки необходимо, с одной стооны, увеличить амплитуду сигнала, подаваемого на ФНП (увеичить общее усиление канала до ФНП), а с другой, — уменьшить орог срабатывания ФНП (увеличить его чувствительность). При азработке схемы пеленгатора чувствительность ФНП была довеена до 100 мВ, что при амплитуде сигнала в несколько десятков ольт должно обеспечить вполне достаточную точность определеия азимута.

Однако, как показала экспериментальная проверка пеленгатоа с линейной разверткой, значительное увеличение общей чувстительности установки ведет к увеличению ее радиуса действия і, как следствие, к резкому возрастанию числа зарегистрированных слабых атмосфериков, пришедших с более далеких расстояиий. Поскольку для слабых сигналов (амплитуда U_m которых на ходе ФНП близка к его порогу срабатывания U₀) ошибка в азилуте может достигать в пределе 90°, то на экране наблюдается начительный разброс точек по горизонтали. Это обстоятельство ущественно осложняет дальнейшую обработку получаемой инрормации.

Для устранения описанного эффекта необходимо как-то искиючить срабатывание выходного индикатора при слабых сигналах на входе ФНП. С этой целью были произведены некоторые изме-

12 769

нения в схеме канала подсветки луча пеленгатора. Функциональ ная схема видоизмененного канала подсветки представлена на рис. 1. Собственно канал состоит из следующих узлов: фиксато ра нулевых переходов 1, создающего короткий импульс в начале квазиполупериода; триггера 2 с двумя устойчивыми состояниями играющего роль электронного ключа; формирующего устройства 3, обеспечивающего усиление и окончательное формирование



Рис. 1. Функциональная схема канала подсветки луча пеленгатора.

1 — фиксатор нулевых переходов, 2 — основной тригер, 3 — формирующее устройство, 4 — пороговое устройство, 5 — вспомогательный триггер, 6 — мультивибратор.

подсвечивающего импульса. В уп равляющую систему канала вхо дят: пороговое устройство 4, от личающееся от ФНП более высо ким порогом срабатывания (мень шей чувствительностью); триггец 5 (электронный ключ, аналогич ный триггеру 2); мультивибратор 6, выдающий временные импуль сы с частотой 1—2 Гц.

Схема работает следующим образом. В начальном положении оба триггера (2 и 5) «закрыты»

(2)

(3)

со стороны входа канала, т. е. не реагируют на поступающие с узлов 1 и 4 импульсы. Короткий импульс мультивибратора 6 переводит триггер 5 в «открытое» состояние (триггер готов к приему импульса от порогового устройства 4). Такое положение наблюдается до тех пор, пока амплитуда сигнала на входе U_m остается меньше порога срабатывания U_0^1 узла 4.

При выполнении условия

$$U_m \ge U'_0$$

пороговое устройство 4 выдает импульс, перебрасывающий триггер 5 во второе устойчивое состояние. При этом триггер 5 «закрывается», а выданный им импульс открывает триггер 2. При поступлении импульса от ФНП 1 триггер 2 срабатывает, выдавая подсвечивающий импульс на вход формирующего устройства, и снова закрывается. Вся схема возвращается в первоначальное состояние и остается в нем до следующего импульса мультивибратора.

Таким образом, управляющая система выполняет двойную блокировку канала: мультивибратор 6 исключает возможность многократного срабатывания канала от одного атмосферика, а пороговое устройство 4 обеспечивает подсветку луча только при амплитуде сигнала на входе, удовлетворяющей условию (2).

Подставляя неравенство (2) в формулу (1), получим выражение для зависимости величины ошибки по азимуту $\Delta \phi$ от отношения порогов срабатывания узлов 1 и 4.

$$\Delta \varphi \leqslant \arcsin \frac{U_0}{U'_0}.$$

В пеленгационной установке, использовавшейся летом 1971 г. ля наблюдений за близкими грозами на ПЭБ ГГО (Воейково), ыла применена описанная схема блокировки канала формироваия подсвечивающего импульса. Отношение порогов срабатываия ФНП 1 и порогового устройства 4 было выбрано равным 1:8, то ограничивало ошибку, обусловленную неточностью фиксации юментов перехода сигнала через нулевое значение, величиной мф~7° и освободило экран пеленгатора от излишнего количеста точек вблизи оси азимутов. В качестве порогового устройства использовалась обычная схема ФНП с загрубленным входом.

ЛИТЕРАТУРА

. Иньков Б. К. О применении линейной развертки при исследовании азимутального распределения атмосфериков. — Труды ГГО, 1968, вып. 225.

Н. В. БАРУ, И. И. КОНОНОВ М. Е. СОЛОМОНИК

ОГРАНИЧИТЕЛЬ ДАЛЬНОСТИ ДЕЙСТВИЯ ГРОЗОПЕЛЕНГАТОРА

Оперативность и эффективность обнаружения гроз метеоролотическим радиолокатором могут быть значительно повышены, если одновременно с радиолокационным зондированием получать информацию об электрическом состоянии облачности путем пелентования излучения молниевых разрядов. При этом необходимо, чтобы радиус действия грозопеленгатора соответствовал дальности действия метеорологического радиолокатора, так как в противном случае большое количество «ложных тревог» может в значительной степени снизить указанный выше полезный эффект. Вместе с тем требуется, чтобы в рабочей области грозопелен-

татор обнаруживал грозы с вероятностью не меньшей, чем получаемая при радиолокационных наблюдениях.

В связи с этим появляется необходимость ввести в грозопеленгатор устройство, эффективно ограничивающее его дальность действия и не снижающее существенно его чувствительность.

Наиболее простой метод — введение пороговой схемы, срабатывающей и пропускающей пеленгационный сигнал при достижении амплитудой сигнала определенного порогового значения. При этом естественно выбрать для ограничителя дальности такую частоту, содержащуюся в спектре излучения молниевого разряда, затухание на которой за пределами дальности действия радиолокатора (300 км) было бы значительно интенсивнее, чем на частоте, используемой для пеленгования. В пеленгационно-дальномерном устройстве [1] выбраны для пеленгования и для амплитудного многопорогового анализатора соответственно частоты 10 и 60 кГц. В грозопеленгаторе ПАГ-1 для пеленгования и ограничения дальности выбраны соответственно частоты 7 и 60 кГц [2, 3].

Рассмотрим работу в качестве ограничителя дальности порогового устройства. Для анализа все пространство разобьем на три зоны: 1-я зона — рабочая, ограниченная радиусом R:

2-я зона - промежуточная (или зона пониженной ответствености), лежащая между радиусами R_1 и R_2 $(R_2 > R_1);$

З-я зона — «дальняя», лежащая между радиусами R₂ и R₃, прием R₃ соответствует расстоянию, на котором прием излучения юлниевого разряда при выбранном пороговом уровне имеет есьма малую вероятность.

Задача сводится к проверке трех статистических гипотез:

1) гипотеза H_1 — гроза находится в зоне 1 (0 $\leq R < R_1$), 2) гипотеза H_2 — гроза находится в зоне 2 ($R_1 < R < R_2$), 3) гипотеза H_3 — гроза находится в зоне 3 ($R_2 < R < R_3$).

Вероятность принять грозу с расстояния, большего R₃, практиески равна нулю.

Для распределения амплитуд атмосфериков в точке приема, аходящейся на расстоянии R_0 от грозового очага, можем напиать

$$f(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{u^2}{2\sigma^2}},$$
 (1)

де $u = \ln E_0$, E_0 — напряженность электрического поля, нормироанная по отношению к модальному значению, о - стандартное этклонение нормально-логарифмического распределения.

Предположим, что зависимость напряженности поля от растояния имеет вил

$$E_{R} = \frac{E_{0}}{\left(\frac{R}{R_{0}}\right)^{k}},$$
(2)

де E_R — нормированная напряженность поля в точке, находящейя на расстоянии R, k — некоторый коэффициент.

С учетом выражения (2) для распределения амплитуд атмофериков в точке, находящейся на расстоянии R (при $R > R_0$), мокем написать

$$f(u_R) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} e^{-\frac{(u+k\ln R)^2}{2\sigma^2}},$$
 (3)

де $\overline{R} = \frac{R}{R_0}$.

В предположении равновероятного расположения гроз по плоцади для распределения амплитуд, согласно первой гипотезе. получим следующее выражение:

$$f(u/H_1) = \frac{1}{\pi \,\overline{R}_1^2 \sqrt{2\pi} \,\sigma} \int_0^{\overline{R}_1} e^{-\frac{(u+k_1 \ln \overline{R})^2}{2 \,\sigma^2}} 2 \,\pi \,\overline{R} \,d\overline{R}. \tag{4}$$

Заметим, что $\pi \overline{R}_1^2$ — площадь (в единицах R_0), охватываемая окружностью с радиусом $\overline{R_1}$, а $2\pi \overline{R} d\overline{R}$ — элемент площади, заключенный между окружностями с радиусами \overline{R} и $\overline{R} + d\overline{R}$.

Используя подстановку $\overline{R} = e^y$ и произведя несложные преобра зования, для первой гипотезы окончательно получим выражени

$$f(u/H_1) = \frac{2e^2 \left(\frac{\sigma^2}{k_1^2} - \frac{u}{k_1}\right)}{\overline{R}_1^2 k_1} \left\{ \frac{1}{2} + \Phi_0 \left(\frac{k_1}{\sigma} \ln \overline{R}_1 - \frac{2\sigma}{k_1} + \frac{u}{\sigma}\right) \right\}.$$

Аналогичным путем получены формулы для распределения лс гарифмов амплитуд атмосфериков во 2 и 3-й зонах:

$$f(u/H_2) = \frac{2e^{2\left(\frac{\sigma^2}{k_2^2} - \frac{u}{k_3}\right)}}{(\overline{R}_2^2 - \overline{R}_1^2)k_2} \left\{ \Phi_0\left(\frac{k_2}{\sigma} \ln \overline{R}_2 - \frac{2\sigma}{k_2} + \frac{u}{\sigma}\right) - \\ - \Phi_0\left(\frac{k_2}{\sigma} \ln \overline{R}_1 - \frac{2\sigma}{k_2} + \frac{u}{\sigma}\right) \right\}, \qquad (6)$$

$$f(u/H_3) = \frac{2e^{2\left(\frac{\sigma^2}{\kappa_3^2} - \frac{u}{k_3}\right)}}{(\overline{R}_3^2 - \overline{R}_2^2)k_3} \left\{ \Phi_0\left(\frac{k_3}{\sigma} \ln \overline{R}_3 - \frac{2\sigma}{k_3} + \frac{u}{\sigma}\right) - \\ - \Phi_0\left(\frac{k_3}{\sigma} \ln \overline{R}_2 - \frac{2\sigma}{k_3} + \frac{u}{\sigma}\right) \right\}. \qquad (7)$$

В формулы (5), (6) и (7) входят $\Phi_0(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{t^2}{2}} dt.$

Для проведения конкретных расчетов необходимо знать сле дующие параметры грозы: σ — стандартное отклонение лог-нор мального закона распределения амплитуд атмосфериков, µ—срел нее значение числа разрядов в источнике за определенный интер вал наблюдений.

Из экспериментальных данных регистрации атмосфериков о источников грозовых разрядов, расположенных на определенном расстоянии (120—240 км), многопороговым амплитудным анали затором, подобным устройству [1], было получено распределе ние числа разрядов по пороговым уровням. В результате сопостав ления экспериментальной интегральной кривой распределения амплитуд атмосфериков с теоретической кривой лог-нормаль ного закона распределения было установлено, что величина ≈ 3 дБ. Испытания проводились в Ленинградской области Полученное значение достаточно хорошо совпадает с данными Л. Г. Махоткина [4, 5].

Одновременно была определена вероятность превышения установленного порогового уровня (выставленного для расстояний 120—240 км), которая оказалась равной $p_n = 0,08$. Исходя из среднего значения числа принятых разрядов с учетом найденного p_n было определено среднее за срок наблюдения 30 мин значение числа разрядов в источнике $\mu = 50$. Для расчета были приняты $R_1 = 300$ км, $R_2 = 400$ км, $R_3 = 700$ км. Выбор этих расстояний определялся следующими соображениями: $R_1 = 300$ км соответст-

зует радиусу действия метеорологического радиолокатора, $R_2 = 400$ км определяет зону, в которой, как это будет показано ниже, уже достаточно эффективно проявляется ограничение дальности действия.

Вместе с тем следует заметить, что появление отдельных пеленгов на грозы, находящиеся в зоне 300—400 км, еще не создают опасной с точки зрения ложных тревог ситуации, так как они позволяют судить о появлении гроз на границе радиолокационной дальности. Соответственно для указанных зон были приняты следующие значения коэффициентов, характеризующих ослабление электромагнитного поля с расстоянием: $k_1=1,0, k_2=1,2, k_3=$ = 1,6. Значения k определялись путем аппроксимации кривой распределения, рассчитанной для частоты 60 кГц по методике [6], ломаной линией.

Для построения графиков функций распределения (5), (6) и (7) можно воспользоваться таблицами $\Phi_0(x)$, однако при больших значениях аргументов следует пользоваться асимптотическим выражением для $\Phi_0(x)$

$$\Phi_{0}(x) = \frac{1}{2} \left\{ 1 - \frac{e^{-\frac{x^{2}}{2}}}{x} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \left[1 - \frac{2!}{1! (2\sqrt{2}x)^{2}} + \frac{4!}{2! (2\sqrt{2}x)^{4}} - \dots \right] \right\}.$$
(8)

При x>3 для вычислений достаточно ограничиться первым членом разложения. При этом погрешность не превысит 5—6%. На рис. 1 приведены графики распределений амплитуд атмосфериков для трех зон, рассчитанные для указанных выше усло-



Рис. 1. Вычисленное распределение амплитуд атмосфериков для 1, 2 и 3-й зон.

вий. Как и следовало ожидать, они имеют характер нормального закона, так как каждая кривая представляет собой сумму случайных величин (амплитуд грозовых разрядов), каждая из которых подчиняется лог-нормальному закону.

Задача о вероятности обнаружения грозы при единичном разряде, т. е. о превышении данным атмосфериком уровня, соответствующего пороговому значению u_{n} , сводится к вычислению интег-

рала $p_{obi} = \int_{u_n}^{\infty} f(u/H_i) du$, где i = 1, 2, 3. Задачу приходится решат

численно, используя при больших значениях аргумента выраже ние (8). Результаты расчетов представлены в виде графиков на рис. 2.

Величина p_{06i} (рис. 2) характеризует вероятность превыше ния заданного порогового значения u_{n} при единичном срабатыва нии. Если событие (разряд) происходит n_{0} раз, то вероятность пре вышения хотя бы одним разрядом заданного порогового значения u_{n} будет

$$P_{\rm ob} = 1 - (1 - p_{\rm ob})^{n_{\rm o}}. \tag{9}$$



Рис. 2. Зависимость вероятности обнаружения грозы для трех зон от выбранного порогового значения.

Грозовой очаг создает поток случайных событий (разрядов), для которых естественно считать справедливым распределение Пуассона

$$\Psi(x, \mu) = e^{-\mu \frac{\mu^{x}}{x!}},$$
 (10)

где µ — среднее число разрядов за срок наблюдения.

Исходя из найденного по экспериментальным данным значения $\mu = 50$, было определено количество разрядов $n_0 = 30$, которое можно ожидать при грозовом процессе с вероятностью >0,999. Задавшись вероятностью обнаружения грозы в 1-й зоне P_{051} и найдя из формулы (9) p_{051} , по кривым рис. 2 можно определить пороговое значение $u_{\pi 1}$ и соответствующие значения p_{052} и p_{053} , по которым с помощью формулы (9) найти вероятности обнаружения во 2 и 3-й зонах. Однако для сопоставления с экспериментальными результатами будем исходить из вероятности превышения порогового уровня $p_{ob1} = p_{\pi}$, определенной по результатам испытаний и равной 0,08.

В табл. 1 приведены значения вероятностей обнаружения грозы в трех зонах по одному разряду (p_{06}) и по $n_0=30$ разрядам (P_{06}) для двух вариантов расчета, соответствующих значениям $p_{061}=0.08$ и 0.095.

T		~					-
- 1	8	h	л	и	TT	2	- 1
	•	~			21	•	

Зона	$ \begin{vmatrix} p_{00} \\ n = 1 \end{vmatrix} $	$\stackrel{P}{\stackrel{0}{n=30}}_{n=30}$	p_{00} n = 1	$\int_{n=30}^{P_{o6}} n = 30$	
	Вари	ант 1	Вариант 2		
1	0,08	0,92	0,0 9 5	0 ,9 5	
2	0,00 3	0,086	0,005	0,14	
3	0,00008	0,002	0,00012	0,004	

Вероятность обнаружения грозы в зонах для двух вариантов расчета

Учитывая, что вероятное количество гроз, определенных в каждой зоне, пропорционально площади зоны и вероятности обнаружения, для процентного соотношения обнаруженных гроз (между зонами) можем написать следующие формулы:

$$P_{1} = \frac{P_{\text{of} 1} R_{1}^{2} \cdot 100}{P_{\text{of} 1} \overline{R}_{1}^{2} + P_{\text{of} 2} (\overline{R}_{2}^{2} - \overline{R}_{1}^{2}) + P_{\text{of} 3} (\overline{R}_{3}^{2} - \overline{R}_{2}^{2})} \%, \qquad (11).$$

$$P_{2} = \frac{P_{062}(\overline{R}_{2}^{2} - \overline{R}_{1}^{2}) \cdot 100}{P_{061}\overline{R}_{1}^{2} + P_{062}(\overline{R}_{2}^{2} - \overline{R}_{1}^{2}) + P_{063}(\overline{R}_{3}^{2} - \overline{R}_{2}^{2})} \%, \qquad (12)$$

$$P_{3} = \frac{P_{063}(\overline{R}_{3}^{2} - \overline{R}_{2}^{2}) \cdot 100}{P_{061}\overline{R}_{1}^{2} + P_{062}(\overline{R}_{2}^{2} - \overline{R}_{1}^{2}) + P_{063}(\overline{R}_{3}^{2} - \overline{R}_{2}^{2})} \%.$$
(13).

Распределение между зонами вероятного количества обнаруженных гроз, соответствующее вариантам 1 и 2 табл. 1, приведено в табл. 2.

Вариант	Робі в рабс-	Вероятность обнаружения (%) гроз в зонах				
	чей зоне, доли	1	2	3		
1	0,92	92, 6	6,7	0,7		
2	0 ,9 5	88,4	10,3	1,3		

Таблица 2

Из данных табл. 1 и 2 следует, что изменение порогового уровня таким образом, чтобы вероятность обнаружения в рабочей зоне 1 увеличилась с 0,92 до 0,95, приводит к увеличению процента гроз, запеленгованных за пределами этой зоны с 7,4 до 11,6%.

Уменьшать вероятность обнаружения ниже 0,92—0,90 также нежелательно. Таким образом, для данных, положенных в основу расчета, найденное значение вероятности обнаружения можно считать близким к оптимальному.

Судить о практической эффективности амплитудного ограничителя дальности действия грозопеленгатора можно по результатам испытаний грозопеленгатора ПАГ-1, проводившихся в грозовой сезон 1968 и 1971 гг. в аэропорту Шоссейная. Целью испытаний являлось определение статистических характеристик прибора вероятности обнаружения гроз и вероятности ложных тревог В грозопеленгаторе ПАГ-1 [3] применены две взаимно пер пендикулярные рамочные антенны с ферритовыми сердечниками настроенные на частоту f=7 кГц. Благодаря малым размерам антенной системы и симметричному включению удается значительно уменьшить антенный эффект, вызывающий ошибки пеленгования в ближней зоне.

Для получения однонаправленного действия применены син хронные детекторы, на которые поступает напряжение с каналов рамочных антенн и опорное напряжение, формирующееся из сиг нала, принятого ненаправленной антенной — вертикальным симмет ричным вибратором. Для исключения ошибок, связанных с пере грузками в усилительных трактах, применена схема мгновенной автоматической регулировки усиления.

Выходные сигналы с синхронных детекторов преобразуются в напряжения прямоугольной формы, пропорциональные по амп литуде синусу и косинусу угла прихода моноимпульсного сигнала от источника грозового разряда.

В качестве ограничителя дальности действия используется амплитудный анализатор (пороговая схема), работающий на ча стоте f=60 кГц. Пеленгационная информация стробируется сиг налом ограничителя дальности действия и поступает на индика тор, собракный на ЭЛТ типа 13ЛН-2, который обеспечивает за поминание пеленгационной информации на срок наблюдения (де -30 мин).

При испытаниях в аэропорту Шоссейная в 1968 и 1971 гг. про водились ежечасные одновременные наблюдения за грозами с по мощью метеорологического радиолокатора МРЛ-1 и грозопелен гатора ПАГ-1. Допуск во времени для каждого срока наблюдении составлял ±15 мин. Данные радиолокационных наблюдений оце нивались на грозоопасность по существующей методике [7].

Данные пеленгационных и радиолокационных наблюдений со поставлялись с информацией о грозах наземных метеорологиче ских станций и постов и данными срочных синоптических карт При обработке результатов наблюдений за случай принимался ря пеленгов, полученных за данный срок наблюдения (25—30 мин на определенный грозовой очаг, зафиксированный в виде грозовой облачности на экране индикатора кругового обзора МРЛ-1. В зависимости от занятой площади он мог быть подтвержден 2—5 метеостанциями. Таким образом, один грозовой случай мог охватывать несколько гроз.

За случай пропуска грозы принимался пропуск грозы в районе каждой метеостанции. С учетом протяженности грозового очага, точности фиксации положения грозы метеостанцией и инструментальной ошибки пеленгатора (среднеквадратичное значение 3°) допустимое расхождение между направлением на метеостанцию и полученным пеленгом принимались равным 10°.

В отдельных случаях, учитывая инструментальную погрешность грозопеленгатора, протяженность грозовых облаков и возможную (до 14—20 км днем) удаленность от метеорологической станции зарегистрированного грозового очага, допуск по азимуту увеличивался до 15° для грозовых очагов, удаленных от аэропорта Шоссейная на 100 км и более, и до 20° для грозовых очагов, находившихся ближе 100 км. Из рассмотрения были исключены

Таблица З

Вали-	TAP 1	MDTI 1	Стан-	Син.	Число	Прим	ечание	
ант	11AI -1	MP 71-1	посты	карты	случаев	МРЛ-1	ПАГ-1	
1	+	+	+	+	306		Варианты 1-4: грозы в <i>R</i> <300 км	
2	+	+		+	129			
3	+		+	+	114	Пропуск гроз в <i>R</i> <300 км	·	
4	+		+	+	124	Отсутствие наб- людений в ра- диусе 300 км		
5	. +	-	+	+	35		Гроза в 300 км <r<400 td="" км<=""></r<400>	
6		- '	+	+	53		Пропуск гроз в	
7		+	+	+	12		R<300 км	
8	+	·	+	+	24		Грозы в R> 400 км	
9	+		-	_	10		Единичные пелен- ги на неуста- новленные ис- точники гроз	

Результаты наблюдений 1968 г. с разбивкой на варианты, по которым проводился анализ

Примечание. В таблице значком — обозначено обнаружение грозы, значком — пропуск наблюдения грозы. 26 случаев с пеленгами на мощную кучево-дождевую облачность. так как наличие грозы в ней нельзя было доказать из-за отсутствия показаний метеостанций, а также 114 случаев с грозами, когда сроки наблюдений по ПАГ-1 не совпадали со сроками обнаружения грозы на МРЛ-1 или метеостанциях и постах. Результаты приведены в табл. 3, из которой следует:

1. Из общего количества случаев с грозами в радиусе R < 300 км грозопеленгатором было обнаружено 91,2% и пропущено 8.8%.

2. Метеорологическим радиолокатором было пропущено 15,5%.

3. Совместно радиолокатором и грозопеленгатором было обнаружено 17,5% гроз, пропущенных метеостанциями и постами.

В табл. 4 приведено распределение по зонам случаев с грозами, обнаруженными грозопеленгатором, причем варианты 8 и 9 (ложные тревоги) отнесены к 3-й зоне. Для сравнения приведены аналогичные данные, полученные по результатам испытаний 1971 г.

Таблица 4

	Распределение (%) обнаруженных гроз по зонам						
в радиусе до 300 км	1	2	3	установленные источники, %			
91,2	9 0,7	4,7	3,2	1,4			
93,7	88,9	3,5	1,9	5,71			
	в радиусе до 300 км 91,2 93,7	в ралнусе до 300 км 1 91,2 90,7 93,7 88,9	в ралнусе до 300 км 1 2 91,2 90,7 4,7 93,7 88,9 3,5	в раднусе до 300 км 1 2 3 91,2 90,7 4,7 3,2 93,7 88,9 3,5 1,9			

¹ Из них 3 % приходится на 2 дня, когда проходили фронты теплый, холодный и фронт окклюзии, на которые ложились пеленги. Фронт окклюзии проходил над Финским заливом и Финляндией, чем объясняется отсутствие информации о грозах.

Сопоставляя данные табл. 4 с расчетными данными (табл.2), убеждаемся в достаточно хорошем совпадении.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Применение рассмотренного способа ограничения дальности действия грозопеленгатора обеспечивает решение альтернативной задачи обнаружения гроз с высокой вероятностью в рабочей области (R < 300 км) при малой вероятности ложных тревог.

2. Применение грозопеленгатора для совместных с метеорологическим радиолокатором наблюдений за грозами позволяет существенно повысить эффективность обнаружения гроз, не внося при этом дезинформации.

3. Предлагаемая методика расчета дает вполне удовлетворительную точность для практического использования при конструировании аппаратуры.

4. Следует заметить, что попытка ограничить дальность действия меньшими расстояниями (например, 100—150 км) может оказаться менее эффективной, так как площадь рабочей зоны мала по отношению ко всей остальной области, из которой могут прини-

маться грозы, классифицируемые при данной постановке задачи как ложные тревоги. Вместе с тем вероятность обнаружения гроз в зоне 150-300 км не может быть снижена до необходимой величины, если использовать для канала ограничения дальности частоту 60 кГц, так как на этих расстояниях еще не наблюдается существенного увеличения коэффициента затухания сигнала с расстоянием. Для решения указанной задачи необходимо было бы исследовать возможность использования в ограничителе дальности более высоких частот.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких грозовых очагов с одного пункта. Труды ГГО, 1966, вып. 188.
- 2. Информационный бюллетень ВДНХ СССР, июль 1971 г.
- 3. Сверхдлинноволновый автоматический радиопеленгатор гроз. Авторское свидетельство № 200 633. Бюллетень изобретений № 17, 1967.
- 4. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмо-сфериков, генерируемых изолированным источником.—«Геомагнетизм и аэрономия», 1964, т. 4, № 1. 5. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех.—«Геомагнетизм
- и аэрономия», 1963, т. 3, № 2. 6. Кашпровский В. Е., Кузубов Ф. А. Распространение средних радиоволн земным лучом. М., «Связь», 1971.
- 7. Руководство по метеорологическому использованию МРЛ-1, Л., Гидрометеоиздат, 1969.

Т. В. ЛОБОДИН

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ГРОЗ НА ТЕРРИТОРИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Выяснение закономерностей в продолжительности гроз на территории нашей страны относится к одному из важнейших аспектов изучения грозовой активности. В ряде случаев (карьерные разработки, лесные пожары, расположение радиотехнических устройств) знание только продолжительности грозовой деятельности достаточно для выполнения оценочных расчетов, необходимых для практики.

По исследованиям некоторых авторов [1, 2] число возникающих грозовых разрядов прямо пропорционально продолжительности гроз *t*. Таким бразом, зная распределение продолжительности гроз можно судить о числе грозовых разрядов в данном месте.

Если рассмотреть физическую картину образования и разрушения грозового облака, то можно прийти к выводу о том, что параметр *t* содержит более полную информацию о грозовом состоянии, чем такой сугубо качественный параметр, как число дней с грозой. При выполнении настоящей работы были использованы материалы 950 метеостанций, расположенных на территории СССР в среднем за 30-летний период. Были также использованы данные работы [3].

Была построена карта продолжительности гроз на территории СССР. Однако в связи с тем, что общие закономерности распределения продолжительности гроз, полученные нами, не очень сильно отличаются от данных, приведенных в работе [3], в данной работе не приведена карта продолжительности гроз. Можно лишь отметить, что в отличие от работы [3], получена большая неоднородность значений t как на территории ЕТС, так и в горных районах Кавказских и Алтайских хребтов. Это вполне естественно, так как в настоящей работе использовано большее количество станций. Изучение особенностей распределения t на территории СССР приводит к следующему выводу.

Вся территория Советского Союза может быть условно раз-

бита на четыре зоны, расположенные в интервалах долгот: 20— 50° в. д., 50—90° в. д., 90—135° в. д., 135 в. д. — 170° з. д.

Для первой зоны характерна наибольшая грозовая активность и сильная пятнистость значений t. Вторая зона характеризуется меньшими значениями t и пятнистости. Особенностью третьей зоны является относительно небольшая грозовая активность и однородность значений t на большой территории. Грозовая активность четвертой зоны незначительна (среднегодовая продолжительность гроз менее 10 ч). Необходимо, однако, отметить, что азиатская часть страны намного хуже освещена метеостанциями и может оказаться, что пятнистость значений t несколько занижена именно по этой причине. Широтный ход осредненной

Таблица 1

Потрото	Широта, северная								
долгота	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°		
20—50° в.	10	15	30	50	70	50			
50—90	10	15	30	50	30	20	10		
90—150	10	15	30	30	50				
150° в. — 170° з.	10	10	10	10	_	-	— ·		
					ł	ł			

Широтный ход продолжительности гроз (t ч)

продолжительности гроз для всех зон, представленный в табл. 1, обладает некоторыми различиями. В первой и третьей зоне наблюдается максимум t на 50° с. ш., во второй — на 55° с. ш.

Если в широтном ходе первой и третьей зоны наблюдается плавное увеличение продолжительности гроз с уменьшением широты, то вторая зона обладает явно выраженным максимумом t на 55° с. ш. с постепенным убыванием продолжительности гроз к низким и высоким широтам.

Для изучения особенностей в распределении продолжительности гроз по территории Советского Союза построены интегральные кривые, описывающие закономерности в изменении *t* от года к году внутри каждой градации по продолжительности гроз.

Таким образом, строились интегральные кривые, совмещенные по центру распределения [4] для каждой градации. Для того чтобы не строить большого числа интегральных кривых были построены огибающие внутри каждой градации по продолжительности, представленные на рис. 1. Средние взвешенные интегральные кривые на рис. 1 проведены пунктиром. Анализируя ход интегральных кривых можно отметить, что внутри каждой градации по продолжительности гроз они имеют однотипный характер. На основании этих кривых можно построить типовые кривые, характеризующие общие закономерности распределения продолжительности гроз. Как показано в работе [4] данные, вычисленные с помощью типовых и индивидуальных кривых, мало отличаются друг от друга. По этой причине приведенные типовые кривые позволяют обходиться относительно небольшим количеством графиков для характеристики всей территории страны.

Все интегральные кривые довольно хорошо разделяются на две группы в зависимости от значений коэффициента вариации G_v. При этом большему значению G_v соответствуют кривые, имею-





 $1-\overline{t}=0$; 10, $2-\overline{t}=10$; 20, $3-\overline{t}=20$; 40, $4-\overline{t}=40$; 60, $5-\overline{t}=60$; 80, $6-\overline{t}=80$; 100, $7-\overline{t}>100$ ч.

щие более спрямленный вид. Они характеризуют районы с наиболее изменчивыми значениями продолжительности гроз от года к году.

Анализируя вариации интегральных кривых, можно заметить, что число типовых кривых для всей территории СССР не превышает семи. Для классификации приведенных кривых может служить географический принцип выделения обширных районов, имеющих одинаковую продолжительность гроз.




13 769

Для практического использования данных о продолжительно сти гроз в табл. 2 приведены годовые значения t различной обеспеченности по разным градациям для территории СССР. В этой же таблице приведено среднее квадратическое отклонение σ , ко торое имеет явно выраженную тенденцию к увеличению по абсолютной величине с ростом t, уменьшаясь в процентном отношении к среднему значению \bar{t} . Как следует из табл. 2, для t=0-10 ч $\sigma=6$ ч, т. е. составляет величину, приблизительно равную среднему значению продолжительности гроз \bar{t} . Для значений продолжительности гроз t>40 ч σ составляет величину, меньшую $0.5\bar{t}$ в каждом интервале.

Таблица

Годовые значения продолжительности гроз различной обеспеченности по разным градациям для территории СССР

Интервал про- должитель- ности,ч		Обеспеченность, %												
	σų	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95		
0—10	6	20	16	12	9	8	7	6	5	4	2	1		
1020	13	43	31	25	20	16	14	12	.10	8	5	3		
20—40	17	65	6 0	49	41	36	32	29	25	19	12	9		
40—60	24	93	80	66	59	52	47	41	35	30	21	14		
6 0 —80	30	-117 -	105	87	80	72	68	- 58	52	49	24	17		
80—100	41	160	146	123	108	97	88	76	6 8	54	35	25		
>100	64	234	207	173	153	130	113	99	8 3	59	34 /	25		

Расчет о производился по формуле

$$\sigma = \frac{t_5 - t_{95}}{\Phi_5 - \Phi_{95}},$$

где t_5 и t_{95} — значения продолжительности, соответствующие 5 и 95-процентной обеспеченности, Φ_5 — Φ_{95} — разность нормированных отклонений, соответствующая принятому значению коэффициента асимметрии [5].

Средние значения \overline{t} рассчитывались по формуле $\overline{t} = t_{50} - \sigma \Phi_{50}$, где t_{50} и Φ_{50} — значение продолжительности и нормированное отклонение, соответствующие обеспеченности 50%.

Для расчета годовых значений продолжительности гроз для территории с различными значениями *t* и для всей территории СССР построены номограммы, представленные на рис. 2, Из рисунка следует, что для различных градаций *t* возможная годовая продолжительность, соответствующая обеспеченности 5 и 95%, изменяется следующим образом:

Интервал t			. 0—10	10—20 2	2040	40—60	60—80	80 —1 0 0	>100 0	-100
Облачность 95%		•	. 1	2	4	7	9	17	18	0
5%	•	•	. 28	50	92	114	176	250	320	230

Особый интерес представляет выяснение тех закономерностей, юторым подчиняется распределение продолжительности гроз на ерритории СССР. Для установления характера этих закономерюстей внутри каждой градации по продолжительности была исюльзована вероятностная шкала по оси ординат и линейная шкага для логарифма аргумента t—по оси абсцисс. На таком графике юг-нормальный закон представляется прямой линией. На рис. 3 представлены результаты подобных построений. По оси ординат на рис. 3 отложена накопленная вероятность P в процентах, по рси абсцисс — lg t. Экспериментальные точки довольно хорошо ложатся на прямые линии, а для различных групп t прямые практи-





чески параллельны друг другу. Таким образом, продолжительность гроз подчиняется лог-нормальному закону распределения и вероятность того, что величина продолжительности гроз будет меньше некоторого значения t_c выражается формулой

$$P(t) = \frac{1}{\sqrt[3]{2\pi}} \int_{0}^{m^{2}c} e^{-\frac{x^{2}}{2\delta^{2}}} dx,$$

1 ... 4

где δ — стандартное отклонение, $x = \ln t$, t — продолжительность гроз.

183

Таким образом, в результате проведенной работы построены и тегральные кривые и номограммы для расчета возможной продоз жительности гроз в различных географических районах на тер ритории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Manh D., Michnowsky S. Some results of lightning frequency investigation in Poland during 1966—1967.— Acta Geophys. Polonica, 1969, v. 17, No. 2
- Колоколов В. П. Грозовая деятельность по данным инструментальны наблюдений. — Труды ГГО, 1968, вып. 225.
- Колоколов В. П. Расчетные климатические условия для высоковольт ных линий электропередачи. — Труды ВНИИЭ, 1964, т. 3, вып. 19.
- Лебедев А. Н. Пространственно-временные закономерности распределе ния месячных и годовых сумм осадков на территории Африки. Трудя ГГО, 1966, вып. 192.
 Лебедев А. Н. Приложение метода номограмм к исследованиям клима
- Лебедев А. Н. Приложение метода номограмм к исследованиям клима тических закономерностей в тропических и экваториальных широтах. Тру ды ГГО, 1965, вып. 182.

СОДЕРЖАНИЕ

 2^{n-1}

01 31 A Ma

2012 11 11

n de la contra de la La contra de la contr

.

£ 1

 $\left(\right)$

۰.

М. Имянитов, Е. В. Чубарина, Я. М. Швари, Действие элект-	
рических сил на развитие облака	3
. П. Колоколов. К происхождению электрического поля земли	10
. Г. Махоткин, Б. К. Иньков, Т. В. Лободин. Исследование гро-	
зовой активности радиотехническими методами	18 🗸
Я. Никандров. Об одном механизме образования и разделения элект-	
рических зарядов в облаке	25 ¥
. Л. Брагинская, Л. М. Псаломщикова, Я. М. Шварц. О точ-	
ности определения средних часовых значений градиента потенциала	
электрического поля атмосферы	31
. М. Имянитов. Метеорология, авиация, экономика	37
. М. Имянитов, Г. Ф. Павлюченков, Е. В. Чубарина,	
Я. М. Шварц. Электрические характеристики атмосферы в Арктике	47
. М. Шварц. Об интерпретации результатов измерений градиента по-	
тенциала электрического поля в свободной атмосфере	55
. Л. Махот кина. Нормальные дни в свете статистических законо-	,
мерностей	6 0
[. Г. Махоткин. Снова к гипотезе Эберта?	70
I. С. Мордовина. Случайная электризация частиц при столкновениях	75
. М. Гальперин, В. Д. Степаненко, А. С. Осетров. Радиолока-	
ционное обнаружение молний	81
. К. Иньков. Инструментальные наблюдения за грозами в 1970 г. на	2.2
периферии одного из мировых грозовых центров	88
. К. Иньков, Л. Г. Махоткин. О соотношении амплитуд атмосфери-	
ков на близких частотах	94
. П. Колоколов, Г. П. Лещенко. О некоторых соотношениях между	
параметрами грозовой деятельности, полученными визуально и при	~~
помощи счетчиков молнии	98
1. 1. Махоткин, В. К. Иньков. Об одной особенности амплитудного	105
спектра олизких атмосфериков	105
. И. Созин. Из опыта однопунктных наолюдении за олизкими грозами	110
. п. павлова. некоторые осооенности грозовои деятельности в ленин-	110 \/
	110 V
1. И. Камалдина. Блияние эффективной электрической проводимости	100
Ф Ертоор О виборе находных процессов	120
у с. Евтесев. О выобрет исходных данных для расчета электростати-	193
	120
у. Ф. Б. В. Г. С. В. Далчик имотности электрического тока на самолет и анализ его эквивалентной схемы	130
	134
I. I. I. a man g n n a. HOpamenne camoneros monninam s herposobola sonaa	104

	 С. Н. Городенский, В. И. Крылов, Н. А. Титов. Об опыте пеленгации гроз с самолета Е. Р. Двали. Исследование продолжительности и частоты гроз в зависимости от высоты места над уровнем моря в условиях Грузии Л. Б. Бреслав, И. М. Имянитов. О точности амплитудного метода измерения удаленности гроз В. И. Созин. К вопросу о точности определения азимута пеленгатором с линейной разверткой Н. В. Бару, И. И. Кононов, М. Е. Соломоник. Ограничитель дальности действия грозопеленгатора Т. В. Лободин. Исследование продолжительности гроз на территории Советского Союза 	1
1.		
	الم من المحمد المحم المحمد المحمد	
	an an an an an an Araba an	
	a energy and the second se The second sec	
	nen en	
	Agent optimized and the second s second second s second second s second second se	
	n an	
	a da anti-anti-anti-anti-anti-anti-anti-anti-	•
/		

Труды ГГО, вып. 301 Атмосферное электричество

Редактор *Н. С. Смирнова* Техн. редактор *М. И. Брайнина* Корректор *Л. И. Хромова*

Сдано в набор 31/VII 1973 г. Подписано к печати 7/V 1974г. М-06269 Формат 60×90/16. Бумага тип. №1. Печ. л. 12,25 Уч.-изд. л. 12,21 Тираж 670 экз. Индекс МЛ-111. Заказ № 769. Цена 85 коп. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия д. 23

Сортавальская книжная типография Управления по делам изда тельств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карелькой АССР, Сортавала, Карельская, 42.

 $\pm 1^{\circ}$

15.00

ŝ

Действие электрических сил на развитие облака. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 3—9.

Обсуждаются возможности воздействия на развитие облаков электрическими методами. Указывается, что при учете влияния электрических сил на процессы развития облаков необходимо учитывать не только средние значения напряженности электрического поля, зарядов частиц и т. д., но и их отклонения от средних значений. Большие, но достаточно вероятные отклонения электрических характеристик от средних могут играть существенную роль в развитии облаков. Приводятся сведения о средних и экстремальных полях в облаках различных видов, а также о возможных неоднородностях в них. Оценка времени существования неоднородности в облаке и времени роста частицы, свободно падающей в монодисперсном капельном облаке до размера, при котором возможна гравитационная коагуляция, показала, что времена примерно одного порядка.

Табл. 4. Библ. 5.

УДК 551.594.22

К происхождению электрического поля земли. Колоколов В. П. Труды ГГО, 1974, вып. 301 с. 10-17.

По картам мирового распределения числа грозовых разрядов, построенных автором ранее, были получены суточные вариации грозовых разрядов. Установлено, что кривые суточного хода суммарного числа грозовых разрядов на земном шаре имеют ход, подобный унитарной вариации электрического поля земли, что служит еще одним аргументом в пользу грозового происхождения этого поля.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 22.

УДК 551.501.83

Исследование грозовой активности радиотехническими методами. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К., Лободин Т. В. Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 18—24.

Атмосферики могут быть использованы для решения ряда задач самого различного масштаба, поэтому потребовалась разработка дифференцированных методов, приспособленных, в первую очередь, к дальним наблюдениям и к наблюдениям в ближней зоне. Наиболее эффективные результаты дает применение однопунктных методов, разработанных в последние годы, когда были решены задачи, подходы к которым не были видны еще 10 лет назад. Фазовый метод оценки расстояния, применяемый при наблюдениях за грозовыми очагами в континентальном масштабе, основан на простых и поэтому общих физических закономерностях, находимых также в расчетных данных. Практически удобная методика наблюдений за близкими грозовыми очагами (в радиусе до 200—300 км) основана на выведенных статистических закономерностях. Одним из перспективных технических приемов является преобразование амплитудных соотношений в фазовые сдвиги.

Библ. 22.