

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

498

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Б. Ф. Евтеева
и Л. Г. Махоткина

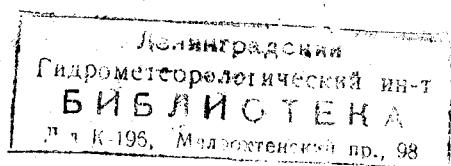


ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1986.

Рассматриваются локальные и глобальные особенности хода параметров атмосферного электричества; результаты бесприборных наблюдений за грозами на метеосети и данные инструментальных наблюдений в Атлантике; общие свойства фазогрупповых параметров отдельных атмосфериков и амплитудная характеристика их совокупности; исследования микроэлектрических характеристик облачной среды (заряды капелек) и макроэлектрических характеристик облаков (напряженность поля). Уделяется внимание оценке биологического значения электрических факторов природной среды.

Сборник предназначен для специалистов-геофизиков и работников других областей, встречающихся с различными проявлениями атмосферного электричества.

The subjects of the publication are various and are briefly characterized by the following sections: the local and global characteristic features of the variation of atmospheric electricity elements; the results of non-instrumental observations of thunderstorms at the meteorological network of stations and the data of instrumental observations in the Atlantic; the common properties of phase-group parameters of individual spherics and the amplitude characteristic of their totality; the studies of microelectrical characteristics of cloud medium (droplet charges) and macroelectrical features of clouds (field strength). Attention is also given to the estimation of biological significance of environmental electrical factors. The publication is intended for geophysicists and specialists in other areas meeting with different displays of atmospheric electricity.



1903040000-179
A ————— 42-86 (1)
069 (02) -86

© Главная геофизическая
обсерватория им. А. И. Воейко-
ва (ГГО), 1986

ОСОБЕННОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕЛИЧИН АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА В ВОЕЙКОВО

Влияние деятельности человека на характеристики атмосферного электричества было замечено достаточно давно. Во многих работах упоминается о наблюдении Кельвином возмущения градиента потенциала V' электрического поля атмосферы, вызванного паром локомотива. Известны примеры трансформации суточного хода V' от рабочих к нерабочим дням, связанные с изменением характера хозяйственной деятельности. Изменения в суточном ходе V' прослеживаются и при изменении характера хозяйственной деятельности в течение суток. Соответствующие сведения, заимствованные из оригинальных работ Уиппла /20/, Сепсфорда /19/ и Мюлейзена /16/, можно найти в монографиях Изразля /12/ и Чалмерса /10/. Установлено, что рост городов, развитие в них промышленности и транспорта приводили к изменению таких электрических характеристик, как градиент потенциала V' и электропроводность λ воздуха на территории городов и в их окрестности. Исчерпывающего обобщения данных в этом плане не проводилось.

Выборочные данные, заимствованные в основном из /1, 2/, представлены в табл. 1. Изменения характеристик в ряде случаев были значительными. Данные по Дублину противоречат общей тенденции. Слишком малое значение n , примерно соответствующее значению полярной электропроводности воздуха $2 \text{ фСм} \cdot \text{м}^{-1}$, свидетельствует либо о каких-то дефектах в аппаратуре, либо о наличии местных мощных источников (естественных или искусственных) ядер Айткена. Данные противоречат содержащейся в /8/ характеристике Дублина как города-курорта, отличавшегося в то время от других крупных городов Ирландии и Великобритании чистотой воздуха, что, по мнению Фримена, было обусловлено особенностями расположения промышленных предприятий. В связи с этим нелишне напомнить о необходимости тщательного выбора места наблюдений при электрических измерениях в атмосфере, если планируется использование данных для обобщений типа климатологических.

Особенно четко проявляется влияние города на окрестности при ветре со стороны города. Это обстоятельство, в частности, отмечено в работах Рейнета и Приллера /3, 18/. Восточные ветры из густонаселенной части г. Тарту приводили к уменьшению концентрации легких аэроионов в месте измерений, а западные ветры со стороны парка Тоомеяги — к ее увеличению. Семенов /5/ показал значительное влияние источников загрязнений на результаты измерений электропроводности воздуха в пунктах атмосферноэлектрической сети Советского Союза. В частности, по данным наблюдений на центральной полевой

**Сопоставление данных наблюдений за величинами
атмосферного электричества в разные годы**

№ п/п	Источник информации	Район наблюдений	Сопоставляемые периоды	Средние значения		П
				V' даВ · м ⁻¹	λ, λ_1^* фСм · м ⁻¹	
1	/9/	Токио	1897–1903 1962	6 25		
2	/17/	Дублин	1911–1912 1924–1925			78 116
3	/14/	Пуна (Индия)	1935–1937 1967–1968		30 12	
4	/13/	Бет-Даган (близ Тель-Авива)	1966 1974		16 8	
5	/11/	Окрестность г. Баулдер (Колорадо)	1967 1980		40* 30*	
6	/2/	Верхнее Дуброво	1965–1969 1975–1979	15 15	28 16	
7	/2/	Воейково	1965–1969 1975–1979	15 13	17 15	
8	/2/	Иркутск	1965–1969 1975–1979	7 11	17 10	

П р и м е ч а н и я. V' — градиент потенциала электрического поля атмосферы, λ — суммарная электропроводность воздуха, λ_1 — положительная электропроводность воздуха, П — концентрация легких аэроионов.

экспериментальной базе Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в п. Воейково было показано, что при ветре со стороны Ленинграда полярная электропроводности воздуха значительно уменьшаются. Это обстоятельство может быть иллюстрировано и данными за последние годы, например данными табл. 2, в которой представлено распределение полярных электропроводностей воздуха λ_1 и λ_2 по румбам направлений ветра за теплый период 1981 г.

Разница в атмосферно-электрических условиях при направлениях ветра со стороны Ленинграда и со стороны Ладожского озера такова,

Таблица 2

Связь электропроводности ($\text{фСм} \cdot \text{м}^{-1}$) воздуха с направлением ветра за 1981 г. (июнь — октябрь), п. Воейково

Румб	λ_1	λ_2	Особенности окружения пункта
ССЗ	10	9	Лес
С	10	9	Лес, в 40—20 км Ладожское озеро
ССВ	10	10	То же
СВ	11	10	"
ВСВ	9	8	"
ЮЗ	7	5	Лес, поле, в 14—10 км Ленинград
ЗЮЗ	6	6	То же
З	6	6	"
ЗСЗ	7	6	"
СЗ	9	8	"

что Семенов /6/ посчитал неправильным объединять данные измерений при их представлении в печати /4/ в какую-то особую группу — нормальные значения — без учета направления ветра. Следует отметить, что подобное замечание, относящееся вообще к анализу данных атмосферно-электрических наблюдений, содержалось и в работе Маррана /15/.

В связи с вышеизложенным представляло интерес провести более детальное исследование влияния направлений ветра на градиент потенциала V' электрического поля атмосферы и полярные электропроводности λ_1 ; λ_2 воздуха — электрические характеристики, измеряемые в Воейково.

Напомним, что V' измеряли коллекторным способом, а λ — аспирационным методом. Приборы размещались в одноэтажном здании павильона атмосферного электричества. Длина, ширина и высота здания составляли соответственно 16, 9 и 7 м. Коллектор подвешивался на штанге на высоте от земли около 2,5 м, и на расстоянии от стены около 1,5 м. Входные отверстия датчика электропроводности воздуха располагались снаружи. Высота центров отверстий над землей — 2,7 м. Измерения V' и $\lambda_{1,2}$ производились непрерывно. Данные измерений осреднялись за каждый час.

Использовались данные наблюдений за 1968, 1969, 1971 гг. Эти данные были разбиты на группы, представленные в табл. 3. К теплomu периоду относились данные, полученные при положительной температуре воздуха, к холодному периоду — при отрицательной температуре. Значения величин атмосферного электричества, полученные при нормальных метеоусловиях, называют "нормальными значениями". Это

Таблица 3

Направление ветра	Метеоусловия	Период
От Ленинграда (Л)	Нормальные (Н)	Теплый Холодный
	Нарушенные (П)	Теплый Холодный
Другие направления (О)	Нормальные (Н)	Теплый Холодный
	Нарушенные (П)	Теплый Холодный

условное понятие. Определение нормальных метеоусловий содержится в /4/.

В качестве исходных данных по V' , λ_1 и λ_2 были использованы значения, представляющие собой средние для последовательности из среднечасовых значений в период наблюдений, в течение которого сохранялись одинаковые метеоусловия в соответствии с указанными в табл. 3 признаками.

Были сопоставлены средние значения V' , λ_1 и λ_2 по группам и исследована корреляционная матрица. Для анализа были привлечены метеоданные. Средние значения характеристик атмосферного электричества и метеорологических характеристик представлены в табл. 4.

Данные табл. 4 показывают, что при нормальных условиях и ветрах со стороны Ленинграда в среднем значительно уменьшается электропроводность воздуха и возрастает градиент потенциала. В нарушенных условиях в среднем градиент потенциала мало меняется, а электропроводность воздуха уменьшается примерно в той же пропорции, что при нормальных условиях. Исходя из данных о температуре и общего анализа возможной синоптической ситуации можно предположить, что уменьшение электропроводности воздуха связано не только с влиянием Ленинграда как источника загрязнения, но и со сменой воздушных масс /7/. В Воейково с идущими с запада более теплыми массами связано уменьшение электропроводности воздуха, с идущими с востока более холодными массами — ее увеличение. В Тарту, находящемся в 300 км от Воейково, — картина обратная. Следовательно, в данном частном случае изменение значений электропроводности воздуха обуславливает в основном не смена масс, а местное антропогенное воздействие.

При рассмотрении корреляционной матрицы между перечисленными в табл. 3 величинами была обнаружена следующая особенность: большие отрицательные значения коэффициентов K_{ij} корреляции между

Таблица 4

Средние значения температуры воздуха T , относительной влажности R , давления P

Условия	Количество переходов	V' дав · м ⁻¹	λ_1 фСм · м ⁻¹	λ_2 фСм · м ⁻¹	T °С	R %	P гПа
О, Н, Т	22	15	11	11	12,1	52	1016
О, Н, Х	24	25	9	8	-13,9	67	1023
Л, Н, Т	24	19	8	8	15,9	48	1013
Л, Н, Х	24	39	5	4	-10,8	73	1013
О, П, Т	76	10	12	12	8,1	73	1009
О, П, Х	72	17	10	9	-7,4	82	1010
Л, П, Т	76	10	7	7	8,1	72	1005
Л, П, Х	40	19	6	6	-5,8	86	1008

Таблица 5

Обобщенные данные по коэффициенту корреляции K_{ij}

Условия	Нормальные	Нарушенные
Число периодов	96	264
K_{V', λ_1}	-0,7	0,01*
K_{V', λ_2}	-0,7	-0,2

* Ниже уровня значимости на доверительном уровне 0,95.

V' и λ_1 , V' и λ_2 при нормальных условиях и малые или незначимые K_{ij} между этими величинами при нарушенных условиях вне зависимости от остальной группировки. Обобщенные данные по K_{ij} представлены в табл. 5.

Эти данные могут быть интерпретированы следующим образом. Выбором нормальных условий исключены периоды действия следующих факторов: 1) сильно изменчивых местных генераторов электрического поля атмосферы, обычно связанных с выпадением осадков, метелями, большими ветрами; 2) не связанных со значениями электропроводности воздуха в приземном слое пассивных факторов, таких как облачные слои. В связи с этим возможно проявление обратной связи между λ и V' , которая, безусловно, имеет место лишь при неизменном значении плотности вертикального электрического тока. В нарушенных метеорологических условиях, когда такие генераторы активны, V' и λ могут быть независимыми. Существование небольшой, но

значимой отрицательной корреляции между V' и λ_2 в нарушенных условиях, возможно, обусловлено электродным эффектом, порождающим зависимость между положительным градиентом потенциала начиная с определенного его значения и отрицательной электропроводностью воздуха в приземном слое. На основании приведенных данных следует заключить, что в мониторинге атмосферы, проводимом с целью контроля характеристик ее загрязнения, для обеспечения лучшей сравнимости результатов измерений в разные годы, целесообразно проводить раздельный анализ по периодам с положительным и отрицательным полями, причем в качестве основного параметра при положительном поле использовать данные по положительной электропроводности воздуха.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. О г у р я е в а Л. В., Ш в а р ц Я. М. Регулярные измерения электропроводности воздуха. — В кн.: Метеорологические исследования № 27. — М.: Наука, 1982, с. 34—42.
2. О г у р я е в а Л. В., Ш в а р ц Я. М. Анализ многолетнего хода величин атмосферного электричества в приземном слое по данным наблюдений. — В кн.: Метеорологические исследования № 27. — М.: Наука, 1982, с. 43—48.
3. П р ю л л е р П. К. Исследование спектра атмосферных ионов, гигиеническое и биометеорологическое значение ионизации атмосферы по данным измерений в г. Тарту. — Ученые записки Тартуского государственного университета, 1970, вып. 240, с. 61—139.
4. Р е з у л ь т а т ы наземных наблюдений за атмосферным электричеством. Мировая сеть. — Л.: ГГО, 1964—1982 гг.
5. С е м е н о в К. А. Влияние локальных условий на элементы атмосферного электричества. — Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 109—118.
6. С е м е н о в К. А. Хорошая погода и элементы атмосферного электричества. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 112—119.
7. Т в е р с к о й П. Н. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат, 1949. 250 с.
8. Ф р и м е н Т. Ирландия. Физическая и экономическая география. — М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 400 с.
9. Х а т а к е я м а Х. Исследование атмосферного электричества на Дальнем Востоке. — В кн.: Проблемы атмосферного электричества. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969, с. 14—25.
10. Ч а л м е р с Дж. А. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 420 с. (133 с.).
11. С o b b W. E. The electrical conductivity of the environment in rural Bouldery Counter, Colorado, for the years 1967—1980: An indication of deteriorating air quality. — Meteorol. Rdsch., 1982, 35, N 2, s. 59—65.

12. I s r a ë l H. Atmosphärische Elektrizität. — Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft, 1961, 503, 117 p.
13. M a n e s A. Particulate air pollution trends deduced from atmospheric electrical conductivity measurements at Bet-Dagan (Israel). — In: Electrical Processes in Atmosphere. Proc. 5th Int. Conf. — Darmstadt: 1977, p. 109—118.
14. M a n i A., H u d d a r B. B. Studies of the dust and nuclei content of the air near the ground and their effect on atmospheric electricity parameters. — Indian J. Meteorol., Hydrol., Geophys., 1975, 26, N 2, p. 241—248.
15. M a r r a n H. Atmosfääri ioonide tiheduse ja meteoroloogiliste elementide vakelise seose uurimisest. — Ученые записки Тартуского государственного университета, 1958, вып. 59, с. 108—138.
16. M ü h l e i s e n R. Die luftelektrischen Elemente im Grosstadt-bereich. — Z. f. Geophysik, 1953, 19, s. 142—160.
17. N o l a n J. J., B o y l a n R. K., S a c k y G. P. The equilibrium of ionization in the atmosphere. — Proc. of the Royal Irish Academy, 1925, 37, N 1, p. 1—12.
18. R e i n e t J. Atmosfääri ioonide muutustest Tartus aastase perioodi vältel. — Ученые записки Тартуского государственного университета, 1958, вып. 59, с. 71—107.
19. S a p s f o r d H. B. Influence of pollution on potential gradient at Appia. — Terr. Magn., 1937, 42, p. 153—158.
20. W h i p p l e F. J. W. Potential gradient and atmospheric pollution: the influence of summer time. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1929, 55, p. 351—361.

Л. Г. Махоткин

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ЛЕРВИКЕ, МУРМАНСКЕ И ОКЛЕНДЕ

Традиционная классификация предусматривала выделение трех типов суточных вариаций градиента потенциала, характерных для континентальных, океанических и полярных станций /7/. По таким признакам Мурманск, расположенный на широте 69° , должен быть отнесен к полярным станциям /8/. Окленд, находящийся в северной части острова Северный (Новая Зеландия), преимущественно окружен океаном, расстояние до побережья в большинстве направлений не превышает 30 км, поэтому его можно считать типичной морской среднеширотной станцией южного полушария /2/. С еще большим основанием к морским (океаническим) станциям должен быть отнесен Лервик, расположенный в области антипода Окленда. Станция Лервик находит-

ся на небольшом острове Мейнленд площадью около 2000 км², входящем в архипелаг Шетландских островов. Сезонные вариации среднего суточного хода градиента потенциала на этих трех станциях различны. Обычно сезоны выделяются прежде всего по температуре /8/, средние месячные значения которой для Лервика (1), Мурманска (2) и Окленда (3) сопоставлены в табл. 1.

Таблица 1

Средняя месячная температура воздуха (°С)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	4,3	4,0	4,2	5,4	7,6	9,6	11,8	12,0	10,6	8,2	6,4	4,8
2	-10,0	-10,1	-7,0	-1,6	3,7	9,2	12,9	11,2	6,9	0,6	-4,5	-8,1
3	19,2	19,6	18,4	16,4	13,8	11,8	10,8	11,3	12,6	14,3	15,9	17,7

В летние месяцы (июнь, июль, август) температуры очень близки и составляют в среднем 11,1°С (Лервик), 11,1°С (Мурманск) и 11,3°С (Окленд), тогда как в целом за год различия очень велики. Абсолютный минимум в Лервике (-8,9°С) выше средних месячных температур в январе — феврале в Мурманске (-10°С), тогда как абсолютный максимум в Лервике (23,3°С) лишь немного превышает среднюю температуру февраля в Окленде (19,6°С). Отрицательные минимальные температуры могут встретиться в Лервике и Мурманске в любом месяце (за исключением июня — августа), а в Окленде они практически отсутствуют (абсолютный минимум приходится на июнь и составляет всего -0,1°С).

По количеству осадков Лервик и Окленд значительно опережают Мурманск. В Мурманске среднее месячное значение не превышает 54 мм, а в Лервике и Окленде достигает 130—144 мм (табл. 2).

Таблица 2

Среднее месячное количество осадков (мм)

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	130	94	87	67	62	49	64	70	85	111	122	128
2	26	22	22	24	30	40	51	54	49	42	34	28
3	76	121	82	114	125	134	144	120	95	95	82	79

Относительная влажность воздуха особенно высока в Лервике, где средние месячные значения колеблются в узких пределах от 88 до 94 %. В Мурманске и Окленде наблюдаются близкие средние месячные значения относительной влажности, меняющиеся в зависимости от сезона от 70 % летом до 85 % в зимние месяцы для соответствующего полушария. Умеренная грозовая деятельность отмечается только в Окленде, где грозы бывают в любом месяце, но в среднем за год насчитывается только 16 дней с грозой. В Мурманске лишь в летние месяцы среднее число дней с грозой составляет один-два, а в среднем за год — 5 дней. В Лервике грозы наблюдаются очень редко, среднее годовое число дней с грозой меньше единицы.

На основании сопоставленных здесь режимных метеорологических данных можно ожидать, что сезонные изменения вариаций градиента потенциала наиболее резко выражены в Мурманске, а в Окленде и Лервике сравнительно малы и однотипны. Этот вывод, характеризующий вариации в самых общих чертах, подтверждаются с определенной оговоркой данными непосредственной регистрации градиента потенциала, представленными в осредненном виде на рис. 1. Для построения этого графика были использованы данные наблюдений в Мурманске по всем дням за 11 лет, с 1958 по 1968 г. /1/, в Окленде по всем дням за 5 лет, с 1965 по 1969 г. /4/ и в Лервике за 5 лет, с 1975 по 1979 г. /5/. Заметим, что в таблицах /5/ для Лервика даны значения градиента потенциала за те часы, когда не было осадков. Использование таких полунормальных значений не вызывает сколько-нибудь существенного изменения кривых суточного хода, нормированных по среднему значению градиента /3, 7/. Все первичные данные были осреднены для каждой станции в отдельности по полугодиям, соответствующим в северном полушарии теплоту (с апреля по сентябрь) и холодному периоду (с октября по март). Кривые среднего суточного хода нормированных значений градиента потенциала (V^*) представлены на рис. 1 по среднему гринвичскому времени, причем для удобства их сравнения данные, относящиеся к Мурманску, сдвинуты на один час вперед. Дополнительная шкала значений V^* (рис. 16) относится только к Окленду, где суточные вариации градиента особенно велики.

Как видно из рис. 1, кривые среднего суточного хода градиента потенциала в Лервике и в Мурманске в холодный период северного полушария имеют практически идентичную форму одной волны. Кривая для теплого полугодия в Мурманске имеет совершенно иной вид двойной волны и соответствует по форме кривой для тех же месяцев (апрель — сентябрь) в Окленде, отличаясь от последней лишь в деталях (рис. 16). Особенно важно подчеркнуть тот факт, что в противоположность наличию в Мурманске коренных сезонных изменений суточного хода градиента потенциала, подобные изменения отсутствуют как в Лервике, так и в Окленде. Наоборот, неприведенные здесь кривые вторых полугодий в Лервике и в Окленде не только аналогичны,

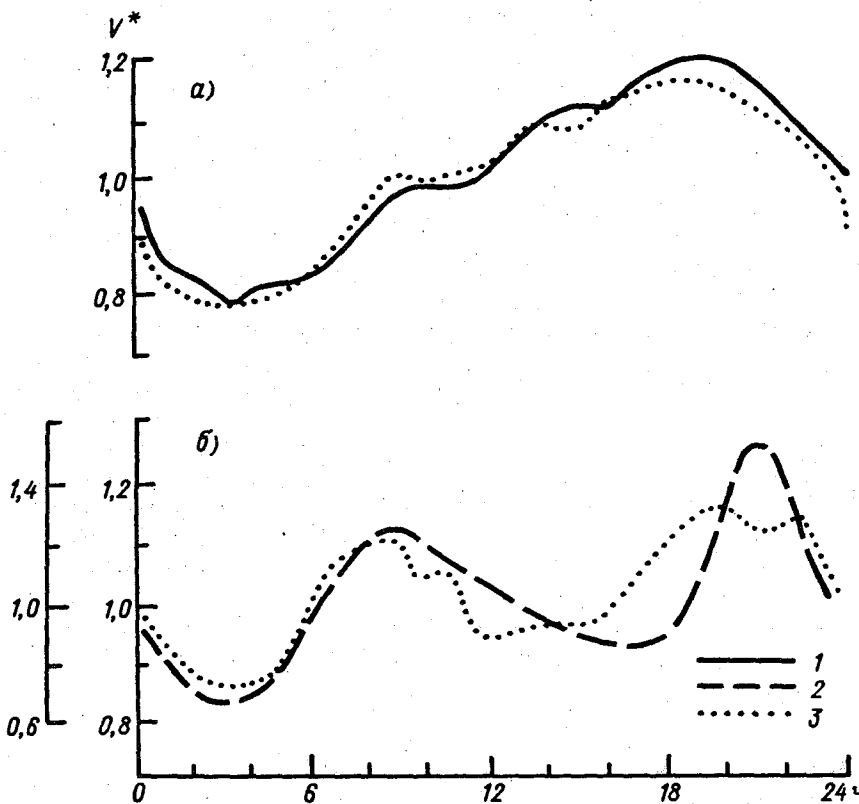


Рис. 1. Средний суточный ход градиента потенциала с октября по март (а) и с апреля по сентябрь (б).

1 — Лервик, 2 — Окленд, 3 — Мурманск.

но даже близки к соответствующим кривым рис. 1 при наличии лишь второстепенных расхождений. В Лервике круглый год суточный ход градиента представляется одной волной, а в Окленде — двойной волной. Подобный суточный ход с двойной волной был отмечен также на континентальной станции Мельбурн и оказался достаточно устойчивым по своим основным параметрам как в пространстве (до тысяч километров), так и во времени (до сотни лет) /3/. Хотя Окленд расположен на очень узком полуострове, влияние суши сравнительно большого острова Северный площадью 115 000 км² при отсутствии холод-

ной зимы может сказываться круглый год. В Мурманске в холодное полугодие при наличии морозной зимы вторая волна исчезает, с чем согласуются оценки не по всей суши, а по активной ее части /6/. В Лервике при площади острова Мейнленд порядка 2000 км² влияние суши минимально и даже при теплой зиме в течение всего года сохраняется одна волна в суточном ходе градиента потенциала. Вероятно, площадка суши с эквивалентным радиусом порядка 20 км не оказывает в среднем существенного влияния на суточные вариации градиента потенциала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Махоткин Л. Г. Сезонные изменения среднего суточного хода градиента потенциала. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 79—84.
2. Махоткин Л. Г. Особенности годового хода градиента потенциала в южном полушарии. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 98—107.
3. Махоткина Е. Л. Нормальные дни в свете статистических закономерностей. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 60—69.
4. Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть). Дополнительный выпуск (Новая Зеландия, 1963—1969 гг.). — Л.: Изд-во ГГО, 1975. 38 с.
5. Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть). Ежемесячные выпуски за 1975—1979 гг. — Л.: Изд-во ГГО
6. Салувер Т. А. Суточные изменения площади освещенной части суши. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 39—47.
7. IsraeI H. Atmospheric electricity, vol. 2. Jerusalem, Isr. progr. for scient. transl., 1973. 796 p.
8. Trenbath K. E. What are the seasons? — Bull. Americ. meteor. soc., 1983, v. 64, N 11, p. 1276—1282.

В. П. Гордюк, Я. М. Шварц

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ДАТЧИКОВ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ

Датчик напряженности электрического поля атмосферы, разработанный одним из авторов /2/, успешно используется при наблюдениях за атмосферным электричеством в широком диапазоне метеоусловий, например при регулярных измерениях в Антарктиде. Напомним, что измерительная пластина электростатического генератора датчика подключена ко входу предварительного усилителя, который построен на операционном усилителе (ОУ), охваченном глубокой параллельной по входу и выходу отрицательной обратной связью (ООС). Благодаря

этому усилитель имеет низкое входное сопротивление, что позволяет снизить требования к качеству изоляции измерительной пластины и расширить диапазон метеоусловий, в которых прибор нормально функционирует. Однако возможны обстоятельства, когда измерительная пластина датчика, а следовательно, и вход предварительного усилителя, оказываются соединенными с корпусом прибора перемычками из снега, льда или воды, которые шунтируют входное сопротивление усилителя и увеличивают погрешность измерений ненормируемым образом. Поскольку момент наступления такого состояния датчика и время нахождения в нем неопределенны, что характерно для эксплуатации в длительном непрерывном режиме, затруднен отбор материала для последующей обработки.

Имеется возможность простого усовершенствования датчика путем использования в нем изобретения /3/. Вводимое усовершенствование позволяет регистрировать периоды, когда погрешность измерения, обусловленная значительным ухудшением сопротивления изоляции, превысит заранее заданный уровень. Эта возможность основана на дополнительном использовании предварительного усилителя (рис. 1) в функции усилителя постоянного тока, в котором смещение нулевого уровня выходного напряжения зависит от коэффициента обратной связи, определяемого соотношением сопротивления, шунтирующего вход ОУ, и сопротивления в цепи обратной связи /1/:

$$U_{\text{вых}} = e_{\text{см}} \left(1 + \frac{R_0}{R_{\text{ш}}} \right), \quad (1)$$

где $e_{\text{см}}$ — напряжение смещения, приведенное ко входу; оно может быть задано органами регулировки, предусмотренными в ОУ. Таким образом, коэффициент усиления предварительного усилителя для напряжения смещения равен

$$K_{\text{см}} = 1 + \frac{R_0}{R_{\text{ш}}}. \quad (2)$$

Для сигнала коэффициент передачи выражается следующим образом (имеет размерность сопротивления):

$$k_{\text{сигн}} = - \frac{R_0}{1 + \frac{1}{A} \left(1 + \frac{R_0}{R_{\text{ш}}} \right)}, \quad (3)$$

где A — коэффициент усиления ОУ, значение которого составляет несколько десятков тысяч.

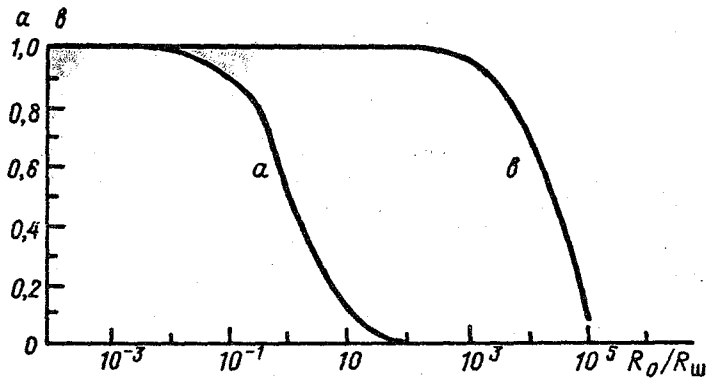
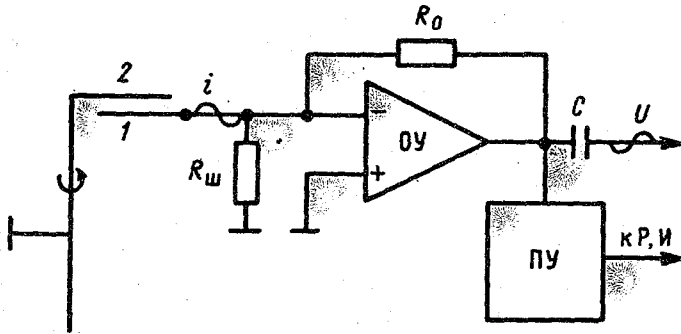


Рис. 1. Схематическое изображение входного каскада и зависимость $K_{см}^0/K_{см} = a$, $k_{сигн}^0/k_{сигн} = b$ от $R_0/R_{ш}$ для $A = 20\,000$.

1 — измерительная пластина, 2 — экранная пластина, R_0 — измерительный резистор, $R_{ш}$ — сопротивление изоляции, С — разделительный конденсатор, ОУ — операционный усилитель, ПУ — пороговое устройство, Р — регистратор, И — индикатор, $K_{см}^0$, $k_{сигн}^0$ — коэффициенты усиления и передачи ОУ для напряжения смещения по постоянному току и для сигнала соответственно при $R_{ш} = \infty$.

Коэффициент передачи для сигнала имеет более слабую зависимость от соотношения $R_0/R_{ш}$ благодаря большому значению A . Ввиду этого обстоятельства возможна индикация нарушения качества изоляции измерительной пластины, выражающегося в увеличении соотношения $R_0/R_{ш}$, по изменению смещения нулевого уровня на выходе ОУ, так как оно достигает достаточно большого значения гораздо раньше значительного изменения коэффициента передачи по переменному току

(см. рис. 1). Практически индикацию нарушения изоляции можно осуществить различными способами, например путем подключения на выход ОУ порогового устройства, которое срабатывает при достижении постоянной составляющей сигнала на выходе ОУ значения, соответствующего заранее обусловленному значению погрешности измерения переменной составляющей сигнала. Выходной сигнал порогового устройства может использоваться как для световой индикации, так и для регистрации аналоговым или цифровым устройством.

Использование предложенного усовершенствования повысит достоверность данных измерений, получаемых при эксплуатации датчика в тяжелых метеорологических условиях, например при очень сильных осадках, в море и т. п. Особенно полезно применение усовершенствования в автоматических системах измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А л е к с е н к о А. Г. Основы микросхемотехники. — М.: Советское радио, 1977. 251 с.
2. Г о р д ю к В. П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 96—102.
3. Ш в а р ц Я. М. Устройство для измерения электропроводности воздуха. Авт. свид. № 456243. Бюлл. изобретений, 1975, № 1.

Я. М. Шварц, К. А. Семенов

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ИЗМЕРИТЕЛЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА

Устройства для измерения электропроводности воздуха применяются на пунктах наблюдений за атмосферным электричеством наземной метеорологической сети Госкомгидромета. Данные измерений могут быть использованы для определения тенденции некоторых характеристик загрязнения атмосферы /2/. В связи с этим возрастает значимость получения сопоставимых во времени и пространстве данных измерений. Не последнюю роль в обеспечении сопоставимости играют эксплуатационные характеристики способов контроля измерительной аппаратуры. Известно, что меры электропроводности воздуха пока не существует. Построение шкалы ее измерителя осуществляется расчетно-экспериментальным путем. В аспирационном методе измерения расчетным путем установлена связь между электрическим током I , на собирающую обкладку измерительного конденсатора и полярной электропроводностью λ_p воздуха (см., например, /4/). Эта связь выра

жается следующим образом:

$$I_p = \frac{CV}{\epsilon_0} \lambda_p, \quad (1)$$

где C — рабочая емкость измерительного конденсатора (емкость между собирающей и отталкивающей обкладками), V — напряжение между этими обкладками, ϵ_0 — диэлектрическая постоянная воздуха. В современной аппаратуре I_p измеряется обычно с помощью электрометрического усилителя, выполняющего преобразование входного тока и выходное напряжение U . Таким образом,

$$\lambda_p = \frac{\epsilon_0}{kCV} U, \quad (2)$$

где k — коэффициент передачи электрометрического усилителя. Для построения шкалы необходимо экспериментальное определение C , V , k . Оно осуществляется с помощью прецизионной аппаратуры, например мостов, позволяющих измерять частичные емкости, источников малых токов, цифровых вольтметров /3/. В целом это громоздкий комплекс. И если применение его при метрологической аттестации измерителей электропроводности воздуха не вызывает особых трудностей, то использование комплекса для целей контроля в процессе эксплуатации измерителей, и особенно в экспедиционных условиях, практически невозможно. Естественно, отсутствие полного контроля может привести к понижению достоверности результатов измерений.

Нами усовершенствован ранее разработанный измеритель электропроводности воздуха /3, 5, 6, 7/ путем введения в его конструкцию встроенного средства метрологического контроля его работы. Это средство состоит из нового элемента — генератора линейно изменяющегося напряжения (ГЛИН) — и старого элемента — рабочей емкости измерительного конденсатора. Структурная схема измерителя электропроводности воздуха представлена на рис. 1.

Измеритель работает следующим образом. При измерении электропроводности воздуха переключатель P находится в положении A (см. рис. 1). Для производства калибровки и контроля он переводится в положение B . При этом выход ГЛИНа подключается к отталкивающей обкладке конденсатора, а его вход — к источнику питания конденсатора. Выходное напряжение ГЛИНа дифференцируется рабочей емкостью C , в результате чего во входной цепи электрометрического усилителя появляется ток I_k , который создает на его выходе напряжение U , установившемуся значению которого соответствует определенное значение λ_p . Это значение рассчитывается по формуле $a\epsilon_0/\Delta t$, где a — часть напряжения V , которое используется в ГЛИНе (aV — рабочий

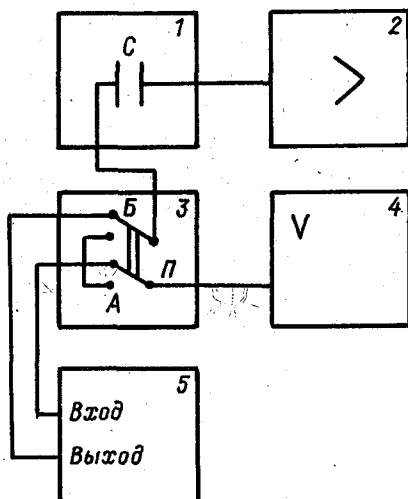


Рис. 1. Структурная схема измерителя электропроводности воздуха.
 1 — аспирационный измерительный конденсатор, 2 — электрометрический усилитель постоянного тока, 3 — коммутатор, 4 — источник напряжения V питания конденсатора, 5 — ГЛИН.

перепад ГЛИНа; терминологию см. в /1/), Δt — длительность рабочей стадии ГЛИНа.

Путем изменения значения a возможно построение шкалы измерителя. При калибровке шкала устанавливается, при контроле — она проверяется. Ниже дано теоретическое обоснование расчетной формулы. Ток I_k определяется следующим выражением:

$$I_k = C \frac{aV}{\Delta t}. \quad (3)$$

Подставляя это выражение в (2), с учетом $U = kI_k$ получаем:

$$\lambda_p = \frac{a\epsilon_0}{\Delta t}, \quad (4)$$

Таким образом, измеряя U , a , Δt можно получить связь U с λ_p , т. е. построить шкалу прибора. Значения a и Δt определяются гораздо проще, чем значения C , I_k и V при калибровке измерителя электропро-

водности воздуха, описанного в /3/. Равенство нулю рабочего тока в измерительном конденсаторе при калибровке и контроле обеспечивается прекращением движения воздуха через конденсатор путем выключения турбовентилятора и закрытием крышкой входного отверстия. Элементарные расчеты показывают, что в измерителе /3/ электрический ток на собирающую обкладку, обусловленный ионизацией внутри объема конденсатора значительно меньше рабочего тока и, следовательно, значительно меньше тока контроля I_k , который должен быть соизмерим с рабочим током. Представляется, что это положение должно соблюдаться и в измерителях электропроводности воздуха, имеющих другие параметры. Однако контрольные расчеты, удостоверяющие малость тока, создаваемого ионизацией по сравнению с током контроля, необходимы в каждом конкретном случае.

В разработанном измерителе электропроводности воздуха, в конструктивном отношении схожем с измерителем, описаны в /3/, ГЛИН состоит из переменного резистора с линейной характеристикой типа ПТП, ось которого через редуктор соединена с электродвигателем типа ДСД2-Л1. Напряжение на резистор подается от блока питания аспирационного конденсатора. В опытах по проверке применимости формулы (4) в качестве электрометрического усилителя использован стандартный усилитель У5-9. С помощью ГЛИНа создавалось напряжение U на выходе У5-9, а после этого по формуле (2) рассчитывалось соответствующее ему λ_p при использовании ранее определенных параметров K , C , V . Затем подобный расчет производился с использованием экспериментально определенных значений a и Δt . Результаты расчета совпали в пределах $\pm 1\%$ вычисленных значений. Вполне естественно, что может быть использован и другой тип ГЛИНа, например, построенный на базе интегратора, представляющего собой операционный усилитель, состоящий из последовательно соединенных микросхем типа УД с большим входным сопротивлением и относительно высоковольтного транзистора, охваченных обратной связью. Измеритель электропроводности воздуха, действующий по разработанной нами структурной схеме, может быть использован в автоматических измерительных системах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ицхоки Я. С., Овчинников Н. И. Импульсные и цифровые устройства /Под ред. Я. С. Ицхоки. — М.: Советское радио, 1973. 592 с.
2. Огуряева Л. В., Шварц Я. М. Регулярные измерения электропроводности воздуха. — В кн.: Метеорологические исследования, № 27. — М.: Наука, 1982, с. 34—42.
3. Семенов К. А., Соколенко Л. Г., Шварц Я. М. Исследование прибора для измерения электропроводности воздуха. — Труды ГГО, 1980, вып. 424, с. 74—82.

4. Таммет Х. Ф. Аспирационный метод измерения спектра аэроионов. — Ученые записки Тартуского государственного университета, 1967, вып. 195, с. 3—232.
5. Таммет Х. Ф., Шварц Я. М. Устройство для измерения электропроводности воздуха. Авт. свид. № 464881. — Бюлл. изобретений, 1975, № 11.
6. Таммет Х. Ф., Шварц Я. М. Измерительный конденсатор. Авт. свид. № 508811. — Бюлл. изобретений, 1976, № 12.
7. Шварц Я. М. Устройство для измерения электропроводности воздуха. Авт. свид. № 456243. — Бюлл. изобретений, 1975, № 1.

А. М. Скоробогатова, Л. Г. Махоткин

СВЯЗЬ РАБОТ ПО ЕСТЕСТВЕННОЙ И ИСКУССТВЕННОЙ ИОНИЗАЦИИ ВОЗДУХА (К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ Я. Ю. РЕЙНЕТА)

Исследования ионизации воздуха, наиболее широко проводившиеся в Тартуском государственном университете (ТГУ) под руководством Яна Юхановича Рейнета, дали много важных результатов, опубликованных как в оригинальных статьях, так и в отдельных обзорах /12, 15, 16/. В настоящее время целесообразно проанализировать особенности развития этих многолетних работ, учитывая значение полученного опыта для оценки перспективности различных направлений. Измерения концентрации атмосферных ионов, начатые в ТГУ в 1937 г., были возобновлены и получили самое широкое развитие в период между 1951 и 1963 г., т. е. до появления лаборатории аэроионизации и электроаэрозольей, созданной по инициативе Я. Ю. Рейнета. В лаборатории активно развивались приборные работы, и в 1967 г. ее коллектив был награжден премией Советской Эстонии за выдающиеся результаты в деле применения созданных приборов в медицине, промышленности и в сельском хозяйстве /2/. Результаты работ по естественной ионизации воздуха, которые позволили создать лабораторию аэроионизации и электроаэрозольей, были тщательно проанализированы и обобщены в обширной статье П. К. Прюллера /13/, завершившей фактически этот раздел исследований, к которому в ТГУ больше не возвращались.

К важным экспериментальным результатам относится вывод об устойчивости среднего ионизационного состояния воздуха в относительно чистых условиях г. Тарту, причем отмеченное в работе /13/ некоторое увеличение концентрации легких ионов (n) в 1962 г. по сравнению с 1951 г., вероятно, произошло независимо от местных условий под влиянием многочисленных ядерных взрывов в атмосфере в 1961—1962 гг., ощущавшимся на очень большой площади /21/. В пользу такого объяснения, подчеркивающего устойчивость естественной ионизации воздуха, говорит как уменьшение коэффициента унипо-

лярности так и увеличение числа M от 2,0 в 1951 г. до 2,3 в 1962 г. Здесь указаны нормированные значения числа $M = nN \cdot 10^{-18} \sim (q/r) \times 10^{-10}$, которыми удобнее пользоваться, вынося заранее большие постоянные множители. В этих соотношениях концентрации легких (n) и тяжелых (N) ионов и интенсивность ионообразования (q) относятся к 1 м^3 , а средний (эффективный) радиус тяжелых ионов (r) выражен в метрах.

По данным измерений n и N , проводившихся в естественных условиях в разное время в разных местах и представленных в общих курсах по метеорологии и атмосферному электричеству, например в /9, 19/, получается среднее значение $M = 2$. В частности, именно к такому значению приводят как результаты первых измерений, сделанных Ланжевенем в Париже в 1905 г., так и данные наблюдений, сделанных в летние месяцы 1962–1964 гг. около Риги /20/. Аналогом числа M является число $M^* = N^* \lambda \cdot 10^5$, где N^* — концентрация ядер (аэрозолей), λ — полярная проводимость воздуха. По известному графику, обобщающему результаты наблюдений в Канберре /24/, четко прослеживается гиперболическая зависимость λ от N^* , причем $M^* \approx 2,5$.

Значительные отклонения от типичного среднего значения M , полученные в отдельных работах, могут быть вызваны расхождением принимавшихся границ между легкими и тяжелыми ионами. Поэтому большое значение имеет проведенное в результате анализа наблюдений ТГУ вполне определенное обоснование граничной подвижности ($0,5 \text{ см}^2/\text{с} \cdot \text{В}$), отделяющей легкие ионы от тяжелых /8, 12/, к которой и следует привязываться в дальнейшем. Говоря об устойчивости средних значений M , следует напомнить, что здесь, как и раньше /6/, рассматривались данные, относящиеся к естественным условиям. В закрытых помещениях при наличии искусственных источников ионизации значение M может увеличиваться по имеющимся в литературе данным об n и N /22/ на несколько порядков, однако сделать определенные оценки в этих случаях пока трудно из-за возможных аппаратурных погрешностей различных приборов, применявшихся для измерений в таких условиях. Сложная аппаратура, необходимая для всестороннего изучения ионизации воздуха, была разработана, изготовлена и тщательно проверена Я. Ю. Рейнетом и его сотрудниками. Уточнение связей между различными характеристиками атмосферной ионизации позволяло обратиться к выбору достаточно информативных и легко измеряемых параметров, к которым относится прежде всего концентрация легких ионов. При разработке простого и надежного счетчика легких ионов следует обратить особое внимание на сравнимость показаний, экспериментально исследовав согласованность результатов, получаемых при использовании различных измерительных конденсаторов с применением общей расчетной формулы. Специалисты-геофизики находятся в долгу перед более многочисленными сотрудниками гигиенических и медицинских организа-

ций, встречающихся со значительными практическими затруднениями при организации измерений концентрации легких ионов. Портативные счетчики, в которых использовались электрометры устаревшей теперь конструкции, уже давно не изготавливаются.

Экспериментальные данные об электрических характеристиках окружающей среды естественно приводят к общему вопросу о биологическом действии аэроионов и электрических полей. Такой вопрос становится более обоснованным, если указывается, чем могли бы быть обусловлены биологические эффекты. В настоящее время формируются два подхода к обоснованию действия электрических характеристик среды. С одной стороны, исходя из общих положений о связи жизнедеятельности с переносом электрических зарядов /4/ чувствительность к электрическим факторам относится к изначальным свойствам живой материи. К таким свойствам может быть отнесено, например, изменение проницаемости клеточных мембран /3/. С другой стороны, выдвигается вперед представление о выработке чувствительности к электрическим факторам в процессе эволюционного развития /10/, генетическом опосредствовании /14/ и эволюционном закреплении ее /17/. Эволюционное происхождение биологических эффектов большей частью связывается с сигнальной ролью электрических факторов /1, 10, 11, 14/. К этому вопросу относятся также данные о нарушении обработки информации, поступающей в центральную нервную систему /18/.

В работах геофизического профиля можно встретиться с утверждениями об отсутствии влияния атмосферного электричества на живые организмы из-за слабости соответствующих электрических процессов, не обладающих к тому же дистанционными свойствами, необходимыми для получения сигнальной роли /23/. Однако такой вывод можно сделать только без учета атмосфериков, которые как раз и являются естественными сигналами, предупреждающими о появлении гроз и приближении непогоды /7/. В широкой прессе биологическое действие аэроионов подается в особенно подчеркнутом виде, вплоть до гипертрофированных предложений об ионизации уличного воздуха /5/. Искусственная ионизация воздуха в сравнительно небольшом объеме теперь вполне доступна всем и обеспечена наличием портативных ионизаторов, продаваемых в магазинах. Ионизаторы разных типов наиболее широко и с вполне определенной целью применяются в промышленности, обеспечивая снятие статических зарядов за счет совершенно ясных физических процессов. В противоположность этому самые общие и довольно распространенные представления о противоположном биологическом действии отрицательных и положительных ионов складывались по данным статистической обработки различных опытов. Активное развитие поисков многочисленных новых применений искусственной ионизации выдвигало целый ряд сложных вопросов, способствовавших узкой специализации отдельных исследований,

все более отодвигавшей возможность широкого принципиального обобщения результатов и все дальше уводившей от первоначальных работ по естественной ионизации воздуха. В такой обстановке особенно важное значение приобрела деятельность Я. Ю. Рейнета, виднейшего специалиста в этой области, координировавшего своим личным участием основные работы как по искусственной, так и по естественной ионизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б у т ь е в а И. В., Ш в е й н о в а Т. Г. Динамика атмосферного электричества при различных барических образованиях и метеопатических эффектах атмосферы. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 85—87.
2. И с т о р и я Тартуского университета, 1632—1982. — Таллин: Периодика, 1983, 280 с.
3. К о л м а к о в В. Н., С т о м а М. Ф. Способ оценки нарушений гомеостаза при воздействии электрических факторов на организм человека. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 87—89.
4. К р а с н о г о р с к а я Н. В. Постановка проблемы взаимодействия электрических факторов внешней среды с биологическими системами. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 77—79.
5. К о с т м а н О. Лечат ионы. — Смена, 1983 г., 2 июля.
6. М а х о т к и н Л. Г. Электрические факторы чистого воздуха. — Труды ГГО 1963, вып. 146, с. 48—52.
7. М а х о т к и н Л. Г. К вопросу о поисках биологического влияния атмосфериков. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 92—95.
8. М а х о т к и н Л. Г. Оклассификации атмосферных ионов по П. К. Прюллеру. — Труды ГГО 1982, вып. 455, с. 100—102.
9. О б о л е н с к и й В. Н. Метеорология, ч. 2 (специальная). Л., М.: Гидрометеиздат, 1939. 443 с.
10. О в ч а р о в а В. Ф. Атмосферное электричество — один из основных параметров биоклимата. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 79—80.
11. О в ч а р о в а В. Ф. Использование основных параметров атмосферного электричества в медико-метеорологическом прогнозировании. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 89—91.
12. П р ю л л е р П. К. Атмосферное электричество. — В кн.: Физика атмосферы в Эстонской ССР. — Тарту, Изд-во АН Эст. ССР, 1969, с. 69—80.

13. П р ю л л е р П. К. Исследование спектра атмосферных ионов, гигиеническое и биометеорологическое значение ионизации атмосферы по данным измерений в г. Тарту. — Ученые записки Тартуского государственного университета, 1970, вып. 240, с. 61—139.
14. П я т к и н В. П. Биологические эффекты вариаций электрических и электромагнитных полей атмосферы. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 81—83.
15. Р е й н е т Я. Ю. Краткий обзор научно-исследовательских работ по аэроионизации и электроаэрозолям, проведенных в г. Тарту. — Ученые записки Тартуского государственного университета, 1970, вып. 240, с. 3—28.
16. Р е й н е т Я. Ю., Лангус Л. Э., Матизен Р. Л. Об исследовании атмосферной и искусственной ионизации в Тарту. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 64—66.
17. С к о р о б о г а т о в а А. М. Ионизированный воздух как экологический фактор. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 83—85.
18. С т о м а М. Ф., Р а ч и н с к а я М. Ф. Влияние электрического поля на состояние центральной нервной системы. — В кн.: Атмосферное электричество, Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 91—93.
19. Т в е р с к о й П. Н. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат, 1949, 252 с.
20. Т е м н и к о в а Н. С. Аэроионы на Рижском взморье. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968, 51 с.
21. Ц е р ф а с К. Э. О влиянии искусственных радиоактивных выпадений на состояние атмосферного электричества. — Метеорология и гидрология, 1968, № 6, с. 55—60.
22. Ш а н д а л а М. Г. Аэроионизация как неблагоприятный фактор внешней среды. — Киев: Здоров'я, 1974, 164 с.
23. I s r a e l H. Atmospheric electricity, v. 2, Jerusalem, Isr. progr. for sci. transl., 1973. 796 p.
24. K i l i n s k i E. Lehrbuch der Luftelektrizität. Leipzig, Akad. Verlagsges., 1958, 141 S.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАРЯДОВ КАПЕЛЬ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ РАСПЫЛЕНИИ ВОДЫ

Функция распределения зарядов водяных капель является одним из объектов изучения в задачах электризации водяного тумана. Обычно исследуется изменение спектра заряженных капель при воздействии на туман частиц с иными физико-химическими свойствами (например, исследуется действие ледяных кристаллов) и при действии на туман электрического поля. Во всех этих задачах исходное (фоновое) распределение зарядов водяных капель тумана имеет решающее значение, так как оно определяет чувствительность опыта. Однако экспериментальное получение такого фонового спектра требует обработки большого массива данных измерений размеров и зарядов отдельных капель туманов. Поэтому большой интерес представляет получение теоретической зависимости спектра зарядов капель тумана хотя бы для некоторых простейших случаев.

Рассмотрим процесс возникновения зарядов, образующихся в результате разрыва контакта при следующих условиях:

1) концентрация положительных и отрицательных ионов в воде капелек равны и таковы, что время установления равновесного электрического заряда много меньше времени образования капель;

2) внешние электрические поля отсутствуют.

Подобные условия обеспечиваются, например, при распылении воды в заземленной камере пневматической форсункой. В этих условиях заряд капли будет определяться кинетикой движения носителей заряда через двойной электрический слой, образующийся в процессе разрыва контакта между капельками или между капелькой и струей жидкости и может быть описан распределением Больцмана:

$$N_p = \frac{N_0 e}{\sqrt{2\pi CKT}} \exp\left(-\frac{p^2 e^2}{2CKT}\right), \quad (1)$$

где N_0 — общее число образовавшихся капель, N_p — число капель, несущих p элементарных зарядов, e — элементарный заряд $1,60 \times 10^{-19}$ Кл, C — электрическая емкость между отрывающимися каплями, K — постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К, T — абсолютная температура.

Электрическая емкость отрывающейся капельки C может быть определена через площадь контакта S_k , толщину слоя экранирования l и диэлектрическую проницаемость воды:

$$c = \frac{\epsilon \epsilon_0 4\pi}{l}, \quad (2)$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость воды — 81, ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость вакуума ($8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м).

Сделаем еще одно предположение, заключающееся в том, что процесс разрыва контакта геометрически подобен в исследуемом диапазоне размеров образующихся капелек. Тогда площадь контакта будет пропорциональна площади поперечного сечения капли радиусом

$$S = A\pi r^2, \quad (3)$$

где A — коэффициент пропорциональности, соответствующий отношению поперечного сечения капли к площади перемычки.

Толщина слоя экранирования l (м) может быть определена следующим образом:

$$l = \sqrt{\frac{\epsilon KT}{8000\pi N_A e^2 M}}, \quad (4)$$

где N_A — число Авогадро, M — концентрация моновалентных ионов в молях на литр. Для воды при температуре 293 К соотношение (4) для l (мкм) примет вид

$$l = 3 \cdot 10^{-4} M^{-1/2}. \quad (5)$$

Таким образом, окончательный вид распределения будет следующим:

$$N_p = \frac{N_0 e}{2\pi r} \sqrt{\frac{l}{2\pi \epsilon \epsilon_0 A K T}} \exp\left(-\frac{p^2 e^2 l}{8\pi^2 r^2 \epsilon_0 \epsilon A K T}\right). \quad (6)$$

Средний заряд на капельке будет равен нулю, а средний абсолютный заряд (в элементарных зарядах) определится следующей формулой:

$$|\bar{q}| = \frac{r}{e} \sqrt{\frac{8A \epsilon_0 \epsilon K T \pi}{l}}. \quad (7)$$

Таким образом, из уравнения (6) видно, что средний абсолютный заряд на капле должен расти пропорционально ее размеру.

Из распределения зарядов (5) видно, что число элементарных зарядов на капле линейно связано с ее размером так, что если в качестве

параметра распределения воспользоваться отношением ρ/r , то распределение (6) сведется к одномерному нормальному распределению со средним значением $(\rho/r) = 0$ и дисперсией

$$\sigma^2 = A \frac{4\pi^2 \epsilon_0 \epsilon \text{ КТ}}{e^2 l} \quad (8)$$

Для проверки правильности сделанных предположений необходимо воспользоваться распределением зарядов, полученном в эксперименте, условия которого достаточно близко соответствуют сделанным выше предположениям.

В качестве объекта для проверки сделанных предположений был выбран туман пыления, генерируемый в вертикальной аэродинамической аэрозольной трубе Института экспериментальной метеорологии (Обнинск) /1/. В этой установке туман генерируется форсунками, расположенными в основании камеры. Помещение, в котором установлены форсунки, экранировано от внешних электростатических полей. Струи воды, подаваемой в форсунки под давлением 3–5 атм, разрушаются на капельки потоком сжатого воздуха. Таким образом, основная масса капелек образуется за счет разрушения водяных струй, а не за счет срыва водяной пленки с металлической поверхности форсунки. При распылении использовалась водопроводная вода.

Прибор ПЗК /2/, измеряющий размеры и заряды водяных капелек по методу Фукса-Петрянова, был установлен в верхней части трубы. Минимальный заряд, обнаруживаемый прибором, зависит от размера капельки (табл. 1).

Таблица 1

Минимальный заряд капельки, обнаруживаемый прибором ПЗК

мкм	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
эл. зар.	1	2	4	7	12	17	25	34	45	59	75	93	114

Как показали измерения, средний электрический заряд тумана оказался мал и в среднем составил — 0,3 элементарных заряда (эл. зар.) на капельку. Распределение зарядов оказалось практически симметричным относительно нулевого заряда, что позволило в дальнейшем не учитывать знак заряда капельки.

Возможность сравнить теоретическое распределение с результатами эксперимента позволила определить значение параметра А:

$$A = \frac{e^2 l}{8\epsilon_0 \epsilon_{KT}} \left(\frac{\bar{p}}{r} \right)^2. \quad (9)$$

Среднее абсолютное значение отношения $q/2$ заряженных капелек в проведенных опытах составило 11,8 эл. зар. на мкм. Полагая, что $M = 10^{-5}$ и $l = 0,1$ мкм, получим, что $A = 0,016$. Теперь, когда параметры теоретического спектра зарядов полностью определены, можно сравнить его с гистограммами распределения зарядов опытного спектра. Это сравнение приведено на рис. 1. Поскольку гистограммы опытного распределения были построены с шагом 40 эл. зар., начинались с минимально обнаруживаемого заряда, а знак заряда не учитывался, то значение N_p , полученное из уравнения (6), пересчитывалось по формуле:

$$N_p^* = 2N_p h 100 (1 - N_{p_{\min}}/N_0)^{-1}, \quad (10)$$

где h — ширина шага гистограммы (эл. зар.), $N_{p_{\min}}$ — число частиц, заряд которых меньше минимально обнаруживаемого.

Гистограммы распределения зарядов строились по результатам нескольких фоновых опытов и включают около 7000 заряженных частиц. Из рис. 1 видно, что теоретическое распределение, представленное пунктирными кривыми, соответствует в основном экспериментальным данным.

Вторым существенным аспектом, который необходимо проверить, является существование подобия процессов разрыва контакта. Следствием этого подобия — линейная зависимость среднего абсолютного заряда капельки от ее размера. При вычислении среднего абсолютного заряда по данным эксперимента необходимо учитывать зависимость минимально обнаруживаемого заряда от размера капельки. Неучет этой зависимости приводит к заметному завышению среднего абсолютного заряда с ростом размера капельки. Поправку к среднему заряду можно вычислить, экстраполируя гистограмму распределения зарядов на диапазон $0 \dots p_{\min}$. Для тех диапазонов размеров, для которых в силу ограниченности выборки распределение зарядов построить невозможно, средний заряд можно определить по формуле

$$Q_{\text{ср}}^* = \left\{ Q_{\text{ср}} + \frac{p_{\min}}{2} \left[1 - \exp \left(- \frac{p_{\min}^2 e^2 l}{8\pi^2 A \epsilon_0 \epsilon_{KT}} \right) \right] \right\} \times \\ \times \left[\exp \left(- \frac{p_{\min}^2 e^2 l}{8\pi^2 A \epsilon_0 \epsilon_{KT}} \right) \right]^{-1}, \quad (11)$$

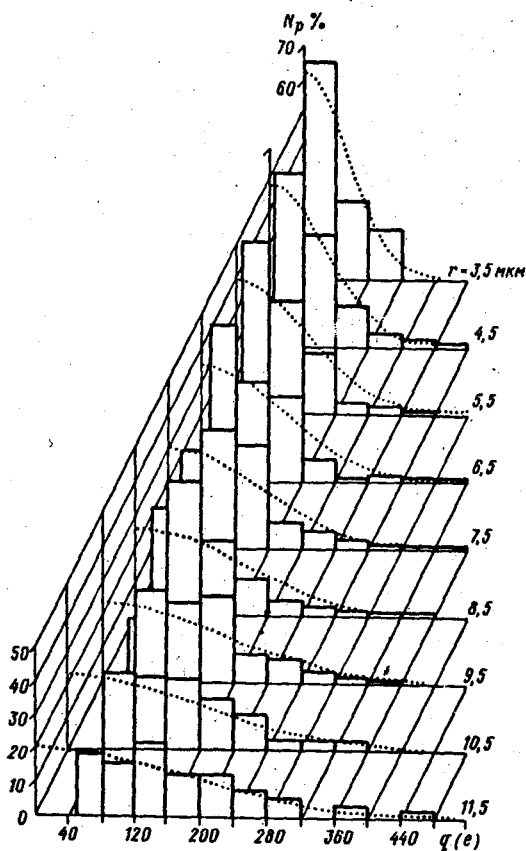


Рис. 1. Гистограммы распределения зарядов капелек в диапазонах размеров 3,5 ... 11,5 мкм и рассчитанное теоретическое распределение зарядов.

где $Q_{\text{ср}}^*$ — исправленное значение среднего заряда частиц радиусом r ,
 Q_{min} — минимально обнаруживаемый заряд.

На рис. 2 приведено сравнение результатов измерения средних абсолютных зарядов (точки) с расчетом по формуле (7), представленным на графике в виде прямой. Видно, что результаты расчета по формуле (7) весьма близки к данным эксперимента.

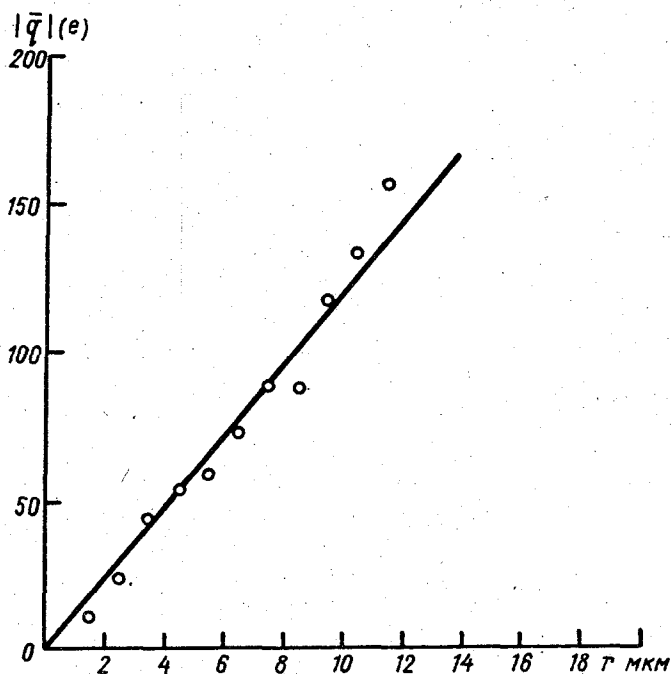


Рис. 2. Зависимость среднего абсолютного заряда капли от ее размера.

Из приведенных выше результатов видно, что механизм разделения зарядов при формировании двойного электрического слоя между каплями, образующимися при распылении водяных струй, является основным механизмом их заряжения при отмеченных выше условиях.

Из известных в настоящее время схем разделения заряда при разрыве контакта вода — вода [3] применительно к условиям эксперимента наиболее подходит схема Натансона [4], согласно которой электризация обеспечивается случайной флуктуацией концентрации диссоциированных ионов. В этой схеме среднеквадратический заряд капельки описывается формулой

$$|\bar{q}| = e \sqrt{\frac{8}{3} \pi n_i r^3}. \quad (12)$$

где n_i — концентрация диссоциированных ионов данного знака.

Сравнение зарядов, рассчитанных по формуле (12), с экспериментальными данными (рис. 2), показывает, что расчет по формуле (12) приблизительно в 100 раз превышает значения $|\bar{q}|$. Из сказанного можно сделать вывод, что в действительности случайным (гауссовским) флуктуациям подвержена не плотность объемного заряда в капле, а потенциал двойного слоя на границе отрывающихся капель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев С. П., Захарюженков П. И., Ким В. М. и др. Исследования характеристик вертикальной аэродинамической трубы. — Труды ИЭМ, вып. 14 (59), 1976, с. 60–66.
2. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические заряды капель туманов и облаков. — Труды ГГО, 1960, вып. 97, с. 51–62.
3. Мучник В. М., Фишман Б. Е. Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 208 с.
4. Натансон Г. Л. Флуктуации плотности зарядов в растворах электролитов. — ДАН СССР, 1946, т. 53, № 2, с. 119–122.

И. Н. Дьяконова, Н. Н. Климин, О. И. Васильев

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ ТЕПЛЫХ ОБЛАКОВ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ КРАТКОВРЕМЕННЫМ КОНТАКТОМ КАПЕЛЬ

Одной из гипотез, объясняющей зарядение облачных частиц, способной обеспечить рост электрических полей в облаке вплоть до грозových, является гипотеза передачи заряда, обусловленная их кратковременным контактом /1, 8, 9/. Электризация теплых облаков в ряде случаев также сводится к электризации при столкновении крупных и мелких облачных капель в электрическом поле /7, 9/.

Динамика столкновения и разделения заряда при разрыве контакта пары капель подробно исследовалась в экспериментах /3, 4, 6, 7, 10/. Было показано, что при столкновении жидких капель возможны режимы, при которых столкновение заканчивается отскоком капель и отскок сопровождается передачей заряда. Эти и другие работы по изучению единичных контактов показали, что даже небольшие изменения в соотношении размеров сталкивающихся капель могут привести к изменению коэффициентов их взаимодействия (столкновения, коагуляции, отскока) на порядок. Вопрос о значении данного механизма электризации в природных облаках остается открытым, так как не имеется экспериментальных доказательств факта отскока в коллективе капель, сталкивающихся в процессе свободного падения.

При реализации отскока величина заряда q (Кл), разделяемого между двумя каплями радиусами R и r , выражается формулой

$$q = \gamma \cdot 10^{-11} r^2 E \cos \theta, \quad (1)$$

где g — радиус меньшей капельки (m), E — напряженность внешнего электрического поля (B/m), θ — угол между центрами капель при разрыве контакта и вектором напряженности внешнего электрического поля, γ — множитель, являющийся функцией отношения (g/R). Для случая твердых сфер этот коэффициент может быть определен по Дэвису [5] и равняется от $\pi^2/2$ до $\pi^2/6$ при изменении (g/R) от 0 до 1. Жидкие капли при столкновении деформируются, что затрудняет определение этого коэффициента.

При лабораторном исследовании электризации есть возможность моделировать элементы облачной среды элементами с той же материальной природой и близкими свойствами. Это позволяет надеяться, что исследуемые процессы будут протекать аналогично облачным, и если наше представление о механизме электризации теплых облаков верно, мы в эксперименте непосредственно можем измерить дополнительное заряджение капелек. В качестве рабочей гипотезы принималось, что крупные капли воды, падая в облаке более мелких капель, будут испытывать с ними столкновения, часть которых закончится разрывом контакта и отскоком капелек. Предполагалось, что при этом капельки получают заряд, который может быть обнаружен на фоне начальных зарядов капелек. Эффект электризации может быть определен как разность измеренных электрических и микрофизических параметров тумана между опытами с прохождением сквозь туман крупных частиц и суперпозицией опытов по исследованию электризации фонового тумана и крупных капель.

Для корректности такого сравнения необходимо, чтобы в сопоставляемых опытах совпадали начальные параметры, характеризующие исследуемую среду: концентрация и размеры мелких и крупных капель, напряженность электрического поля, заряды на мелких и крупных каплях.

Кроме этого, необходимо, чтобы в фоновых опытах с одинаковыми начальными условиями происходило совпадение изменений этих параметров во времени.

Фоновые опыты с крупными частицами, фоновые опыты с мелкими частицами и опыты с прохождением крупных частиц сквозь облако мелких проводилось в течение довольно продолжительного промежутка времени, что вынуждало нас сравнивать результаты опытов, проведенных в разные моменты времени, а следовательно, не в абсолютно аналогичных условиях. Чтобы не принять за эффект электризации какое-либо непредсказуемое изменение, вызванное изменением не зависящего от нас условия проведения эксперимента (например, изменений аэрозольного состава среды в результате изменения погодных условий), к анализу результатов были выдвинуты дополнительные требования. Для устранения влияния случайных факторов должна быть проведена группа опытов с одинаковыми условиями, а их результаты осреднены, эффект электризации должен быть оценен по из-

менению средних значений измеряемых параметров между группами опытов разных типов.

Эксперимент проводился в цилиндрической камере туманов объемом 60 м^3 и высотой 7,8 м. Капельки тумана образовывались при конденсации пара, поступающего из котла. Подача пара прекращалась при достижении водности $4\text{--}5 \text{ г/м}^3$. Крупные капли создавались дисковым распылителем, установленным в центре камеры на высоте 7 м.

Для контроля параметров исследуемого тумана был использован комплекс измерительных приборов, включающий измерители напряженности электрического поля, водности и оптической плотности тумана, измерителя размеров и зарядов капель ПЗК. Измерительные приборы были установлены в камере на уровнях 1,3 и 5,5 м, прибор ПЗК был расположен на полу камеры.

Для четкой идентификации крупных и мелких капель спектры их размеров не должны перекрываться, в то же время размеры как крупных, так и мелких капель должны соответствовать возможным размерам капель теплых кучевых облаков.

Ввод в туман более крупных капель неизбежно приводит к коагуляции капель с капельками тумана, т. е. к уменьшению концентрации капелек, что может нарушить условия воспроизводимости опытов. Этот эффект "вымывания" будет проявляться тем сильнее, чем больше вероятное число столкновений капельки тумана с крупными каплями. Число столкновений будет определяться отношением суммарного поперечного сечения сброшенных капель к площади поперечного сечения камеры. В обсуждаемых экспериментах для обеспечения преимущественно однократных контактов данное отношение было взято несколько менее единицы (0,5–0,7).

Первой задачей, которая решалась в ходе экспериментов с туманом, была задача о воспроизводимости начальных условий фоновых опытов и идентичности изменений параметров тумана во времени для опытов с одинаковыми начальными условиями. В качестве параметров, по которым контролировалась воспроизводимость, использовались спектры размеров и зарядов капелек тумана, а также изменение электрических полей во времени. В процессе экспериментов выяснилось, что электрические поля тумана в камере зависят от скорости пуска тумана, давления пара в котле и некоторых неконтролируемых случайных параметров. Регулируя скорость пуска пара, удалось воспроизводить электрические поля тумана, однако при этом размеры капелек тумана в серии последовательных пусков менялись. При фиксированном режиме пуска воспроизводились размеры капелек тумана, но электрические поля меняли от пуска к пуску свою величину и даже знак. В данных экспериментах было отдано предпочтение режиму с воспроизводимым спектром размеров. Пуск пара осуществлялся при минимальном избыточном давлении пара в котле при полностью открытом кране в паропроводе, соединяющем котел с камерой. При таком режиме пуска

скорость подачи пара определялась в основном мощностью нагревательных элементов котла (15 кВт).

Поскольку данный режим не обеспечивал постоянство электрических полей в соседних пусках, то при дальнейшей обработке все опыты разбивались на группы по величине напряженности электрического поля в конце пуска пара.

Изменение напряженности электрического поля и водности тумана во времени представлено на рис. 1. Рабочим участком считался промежуток от момента прекращения подачи пара до рассеяния тумана. Изменение во времени напряженности электрического поля, отнесенного к максимальному значению, которое наблюдалось в конце пуска, повторяется в разных опытах с расхождением, не превышающим погрешности измерения поля в камере.

С помощью ПЗК /2/ было исследовано около 9000 капелек тумана радиусом 3...13 мкм. Средний радиус капельки составил 7 мкм, среднеквадратичное отклонение 1—2 мкм; объем выборки ПЗК в одном опыте — от 400 до 1500 капелек. Пример гистограммы распределения радиусов капелек приведен на рис. 2. Анализ гистограммы показал, что распределение радиусов капелек подчинено логнормальному закону, параметры которого воспроизводятся от опыта к опыту.

Исследование изменения размеров капелек тумана во времени говорит о том, что в период существования тумана заметной трансформации спектра размеров капелек не происходит. Все это позволяет нам характеризовать совокупности размеров капелек тумана осредненными за весь опыт параметрами.

Зависимость $E/E_0 = f(t)$, иллюстрируемая рис. 1, свидетельствует о том, что зарядка тумана происходит только во время его образования. Подтверждением отсутствия электризации фонового тумана после прекращения подачи пара в камеру, является отсутствие увеличения отношения заряда капельки к ее радиусу q/r со временем. Это отношение, определяющее потенциал поверхности капельки, чувствительно к любому виду электризации или разрядки капелек. В фоновом тумане для большей части капелек $|q/r| = 0..10$. Количество капелек для которых $|q/r| \geq 10$ и $|q/r| \geq 20$ эл. зар./мкм достигает 0,8 и 0,4 %. Максимальная напряженность электрического поля в камере связана с долей заряженных частиц $P(q)$. Примеры гистограммы распределения абсолютных значений зарядов представлены на рис. 3. Эти гистограммы построены по выборкам объемом в 500 частиц (100 В/м) и в 400 частиц (500 В/м).

Связь максимальной напряженности электрического поля тумана $E_{\text{ср}}$ с средним зарядом \bar{q} , $|\bar{q}|$ на частице и с относительным количеством заряженных частиц N_z (%) показаны на рис. 4 и 5. Точки, по которым проведены прямые, получены в результате осреднения не менее чем 600 значений зарядов капелек тумана. Такие большие объемы осреднения увеличивают надежность параметров, с помощью которых

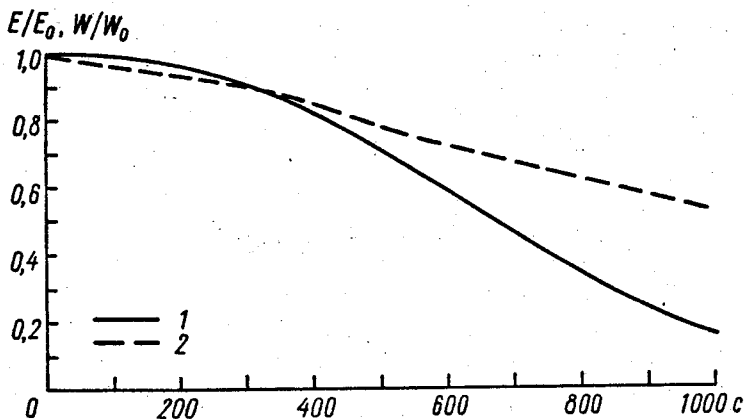


Рис. 1. Изменение влажности W тумана (1) и напряженности E электрического поля (2) относительно их значений в конце пуска пара W_0 и E_0 в фоновых опытах в зависимости от времени.

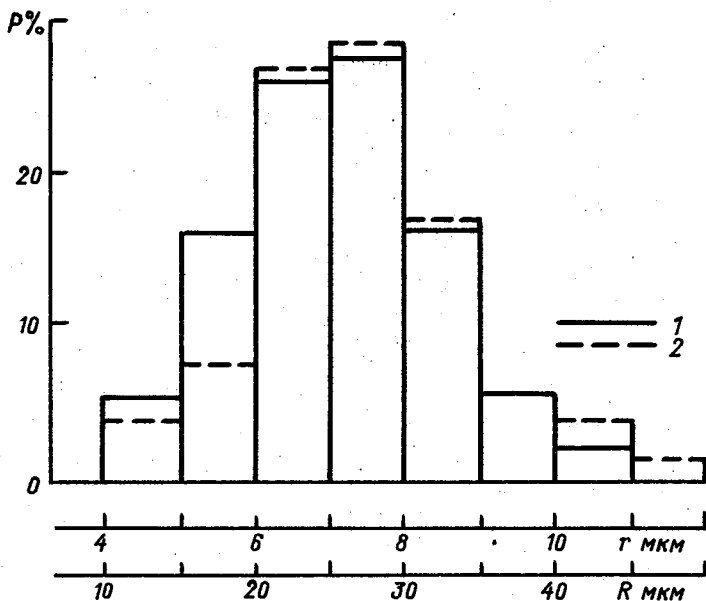


Рис. 2. Гистограммы распределения радиусов частиц, используемых в экспериментах.
 1 — мелкие капельки радиусом Γ (туман), 2 — крупные капли радиусом R от дискового распылителя.

описываются заряды, находящиеся на капельках до того, как они будут вовлечены в столкновения с передачей заряда. Зависимости \bar{q} , $|\bar{q}|$ и N_3 от E_M (рис. 3–5), характеризующие степень фоновой электризации тумана, и гистограммы распределения абсолютных зарядов на капельках можно считать типичными при описании электрических свойств фоновых тумана.

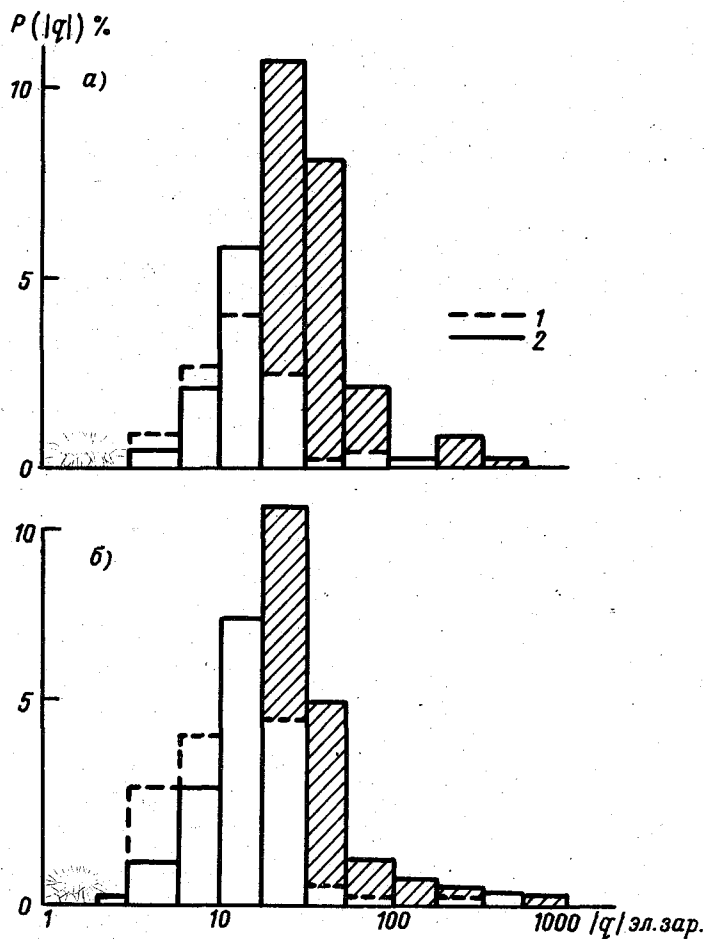


Рис. 3. Гистограммы распределения абсолютных значений зарядов капелек тумана $P(|q|)$ при напряженности электрического поля тумана $|E_M|$ равной 100 В/м (а) и 500 В/м (б).

1 — фоновые опыты, 2 — опыты с введением крупных капелек в туман; приращение $P(|q|)$ выделено штриховкой.

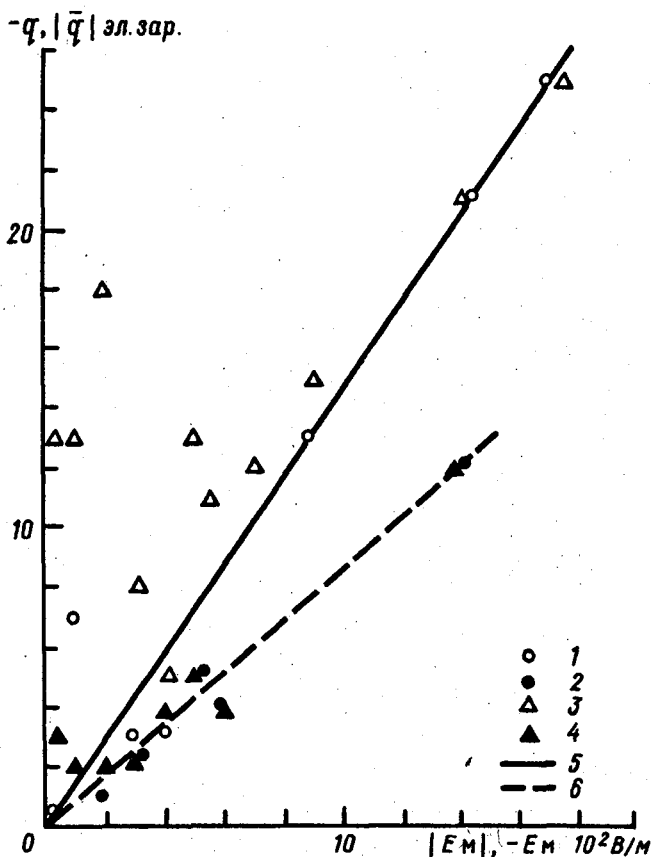


Рис. 4. Зависимость зарядов капелек тумана $\bar{q}, |\bar{q}|$ от напряженности электрического поля в камере $E_M, |E_M|$.

1, 3, 5 — результаты опытов с введением крупных капель; 2, 4, 6 — результаты фоновых опытов; 1 и 2 — в координатах $|E_M|, |\bar{q}|$, 3 и 4 — в координатах $-E_M, -\bar{q}$.

Исследование фоновой электризации крупных капель проводилось с целью учета их вклада в электрические поля и заряды тумана с введенными в него крупными каплями. Чтобы сохранить размеры и заряды крупных капель в фоновых опытах и в опытах с введением капель в туман эксперименты проводились при влажности в камере более 95 % и наличии слабого тумана с водностью менее $0,3 \text{ г/м}^3$. Этот туман обеспечивал наличие в камере объемных зарядов с полями, соответствующими полям тумана в опытах с вводом крупных капель.

Дисковый распылитель, установленный в центре камеры на высоте 7 м, за время 15 с диспергировал около 40 г воды. По данным прибо-

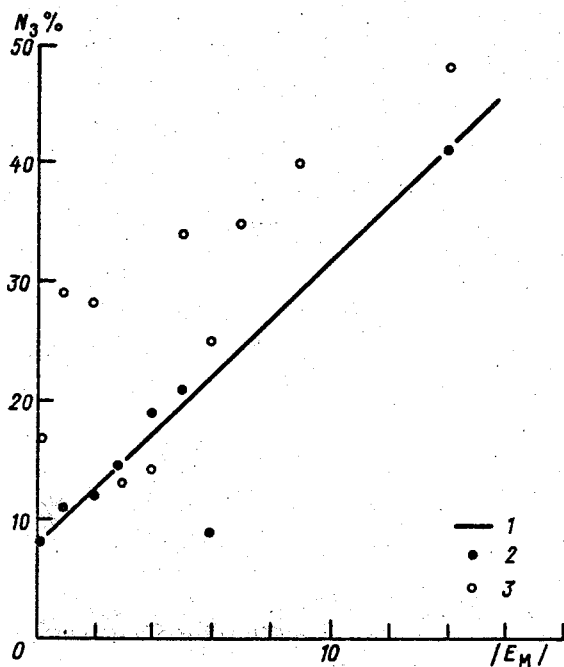
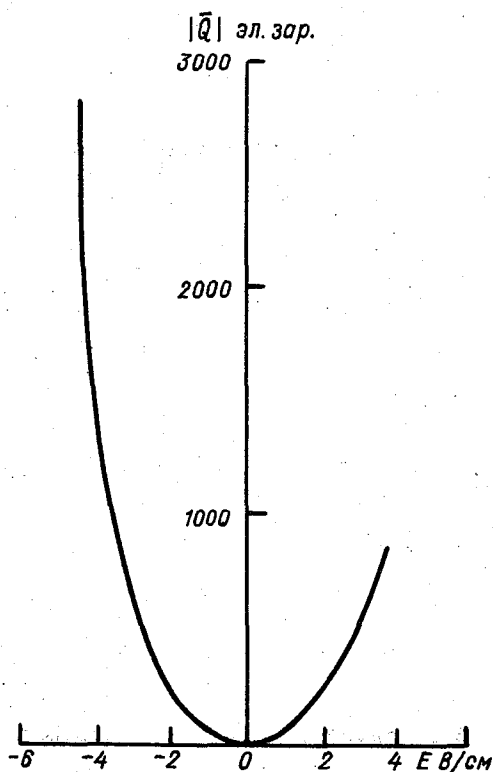


Рис. 5. Зависимость относительного количества заряженных капелек N_3 от напряженности поля $|E_M|$.
 1, 2 — результаты фоновых опытов, 3 — результаты опытов с введением крупных капель.

ров, все диспергированные капли успевали выпасть на дно камеры за 1 мин.

Концентрация капель была такова, что в ПЗК за один опыт попадало 0...10 капель, в среднем 4. Средний радиус капли составил 27 мкм. Гистограмма распределения размеров капель приведена на рис. 2. Напряженность электрических полей, при которых исследовались заряды на сбрасываемых каплях, составила $-4...5$ В/см. Заряженными оказались около 40% капель.

Размеры крупных капель таковы (рис. 2), что заряды на них находятся на границе чувствительности ПЗК, и это в ряде случаев не давало возможности определить знак заряда. В связи с этим, а также из-за малости объемов выборок, на рис. 6 представлены только абсолютные значения зарядов, осредненные по опытам с близкой напряженностью электрического поля.



ис. 6. Связь среднего абсолютного заряда $|\bar{Q}|$ на каплях и напряженности внешнего электрического поля $|E_M|$.

По данным ПНП и ПЗК заряд сбрасываемых капель Q однозначно зависит от напряженности поля в камере перед сбросом, и противоположен ей по знаку. Такая зависимость говорит об индукционном зарядении капель воды при отрыве от диска распылителя.

Моделирование электризации капелек тумана при соударениях с проходящими сквозь туман крупными каплями диспергированной воды производилось следующим образом. Камеру заполняли туманом (о влажности $4-5 г/м^3$, включали подачу пара и через некоторое время $2-5$ мин), обеспечивающее равномерное распределение тумана по бьему камеры, вводили в туман более крупные капли. Количество брошенной воды и время работы распылителя были точно такими же,

как и в фоновых опытах по исследованию диспергированной воды. Соотношение концентраций крупных и мелких капель по порядку величины соответствовало соотношению концентраций капель осадков и облачных капель в теплых кучевых облаках, т. е. 1 : 100. Сравнение распределения размеров в опытах с фоновым туманом и в опытах с вводом в туман капель показывает, что размеры частиц в опытах разных типов близки и не отличаются друг от друга в большей степени чем внутри одной серии опытов. Суммарная площадь поперечного сечения сброшенных капель была меньше площади поперечного сечения камеры (0,5—0,7), что обеспечивало преимущественно однократные контакты капельки тумана с крупными каплями и уменьшало эффект вымывания тумана. Несмотря на то что капли диспергированной воды присутствуют в выборке, соотношение концентраций мелких и крупных капель настолько различно, что все параметры, которые получаются в исследованиях этой серии, должны быть отнесены к туману. Это важный вывод позволяет нам сравнивать между собой микрофизические параметры частиц в опытах этой серии и в фоновых опытах и считать, что все их изменения обусловлены изменением условий опытов, т. е. прохождением сквозь туман крупных капель.

Как и фоновые опыты, опыты этой серии группировались по значению максимальной напряженности электрического поля в опыте. В опытах этой серии было исследовано около 13 500 частиц. По данным проведенных опытов, сбрасывание капель вызывает возрастание доли заряженных капелек (см. рис. 5) и трансформацию спектра зарядов (см. рис. 3) по сравнению с соответствующими фоновыми характеристиками, приведенными параллельно на указанных рисунках. В отличие от фоновых данных наблюдается увеличение дисперсии спектральной кривой вследствие появления больших зарядов, в частности увеличение количества сильно заряженных капель, для которых $(q/r) > 20$ эл. заряд на мкм, до 4 % вместо указанных выше 0,4 %. Все это ведет к росту как средних, так и средних абсолютных значений зарядов по сравнению с фоновыми значениями (см. рис. 4).

Единственным объяснением дополнительной электризации капелек тумана в опытах с введением крупных капель может быть зарядка капелек в результате столкновения с последующим разрывом контакта. Примерное увеличение электризации может быть оценено как отношение средних значений абсолютного заряда в опытах разных серий. В среднем электризация капелек увеличилась в 5 раз, максимум — в 10 раз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И мя н и т о в И. М. Строение и условия развития грозных облаков. Метеорология и гидрология, 1981, № 3, с. 5—17.

2. С о л о в ь е в В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель туманов. —Труды ГГО, 1956, вып. 58 (120), с. 31—41.
3. A b b o t t C. E. A survey of waterdrop interaction experiments. — Rev. Geophys. and Spase Phys., 1977, v. 15, N 3, p. 363—374.
4. A l - S a e d S. M., S a u n d e r s C. P. R. Electric charge transfer between en colliding waterdrops. Journ. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 15, p. 2650—2654.
5. D a v i s M. H. Two charged spherical conductors in a uniform electric field: forces and field strength. — Quart. Journ. Mech. Appl. Math., 1964, v. 17, p. 499—511.
6. J e n n i n g s S. G. Charge separation due to water drop and cloud droplet interactions in an electric field. — Quart. Journ. Roy. Met. Soc., 1975, v. 101, p. 277—233.
7. J e n n i n g s S. G., L a t h a m J. The charging of water drops falling colliding in an electric field. — Arch. Meteor., Geophys. Bioklim., Ser. A, Bd. 21, p. 299—306.
8. K u e t t n e r J. P., L e v i n Z., S a r t o r J. D. Thunderstorm electrification — inductive or non-inductive? — Journ. Atmosph. Sci., 1981, v. 38, N 11, p. 2470—2484.
9. M a g o n o Ch. Thunderstorms. — New York, Pergamon press, 1980.
10. S a r t o r J. D., A b b o t t C. E. Some details of coalescence and charge transfer between freely falling drops in different electrical environments. — Journ. Rech. Atmosph., 1972, v. 6, p. 479—493.

Л. Г. Махоткин

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР СТАТИСТИЧЕСКОЙ ЗАКОНОМЕРНОСТИ АМПЛИТУДНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПОМЕХ

В начале нашего века А. Пуанкаре сказал (отчасти, несомненно, в шутку), что в нормальном законе должно быть что-то таинственное, как как математики считают его законом природы, тогда как физики убеждены в том, что он является математической теоремой /5/. В настоящее время привлекает внимание шум со статистическим спектром гиперболического типа, который при наличии множества экспериментальных исследований и попыток понять его физическое происхождение все еще остается загадкой /6/. Вообще же имеется тяготение к классическим формулам для нормального распределения Гаусса и распределения Рэлея, которые считаются теоретическими даже в тех случаях, когда обоснованность их была теоретически доказана для условий, не относящихся к решаемой задаче и не учитывающих характерных для нее факторов. В конечном счете использование, например,

комбинаций законов Рэлея фактически может приводить не к теоретическим, а по существу к эмпирическим формулам, параметры которых становятся просто подгоночными коэффициентами (хотя это не указано, в частности, в книге /10/).

Теоретическая формула, описывающая основные свойства амплитудного распределения атмосферных помех /7, 8/, основанная на достаточно общих предположениях о пространственном распределении источников и затухании сигналов при распространении, может быть поэтому использована для анализа экспериментальных данных из различных областей в пределах допустимой схематизации реальных условий. Как было показано раньше, вывод этой формулы проводится элементарно и поэтому здесь можно обратиться к представлению ее в самом общем виде. Считая, что данное место не является экстремальным, можно допустить, что средняя плотность источников принимаемых сигналов равная $[g(R)/aR^n]$, не зависит от R и в данное время имеет некоторое значение C_1 . Через $g(R)$ здесь обозначено число источников, расположенных на расстояниях не больше R от приемного пункта, n — размерность пространства. Коэффициент a равен 1 при $n = 1$, π при $n = 2$, $4\pi/3$ при $n = 3$. Уменьшение амплитуд сигналов в зависимости от расстояния R удобно аппроксимировать степенной функцией с некоторым эффективным показателем степени ($-k$). Амплитудное распределение сигналов в источнике характеризуется статистической функцией $W(E)$, описывающей вероятность превышения значения E . Тогда число сигналов, превышающих выбранный пороговый уровень приемного устройства (E_0), дается следующей формулой:

$$g(E_0) = naC_1 \int_0^{\infty} W(E_0 R^k) R^{(n-1)} dR. \quad (1)$$

Заменяя в (1) переменную интегрирования на $x = E_0^{1/k} R$, получаем:

$$g(E_0) = E_0^{-(n/k)} naC_1 \int_0^{\infty} x^{(n-1)} W(x^k) dx. \quad (2)$$

Задавая в интегралах (1), (2) бесконечный верхний предел, приходится, на первый взгляд, идеализировать условия, но именно это и обеспечивает выяснение основной закономерности, оказываясь практически вполне оправданным. Дело в том, что вид функции $W(E)$ кроме общего условия (монотонного убывания от $W(0) = 1$) и требования о конечности интеграла в формуле (2), величину которого обозначим C_2 , ничем не ограничен. При соблюдении этих условий любая функция $W(E)$ может быть заменена функцией $W^*(E)$, например

$$W^*(E) = W(E) \left[1 - 2 \Phi_0 \left(\frac{E - E_m R_m^k}{\sigma} \right) \right],$$

где $\Phi_0(x)$ — нормальный интеграл вероятности. Тогда при достаточно малом σ значения $W^*(E) = W(E)$ для $E < E_m R_m^k$ и $W^*(E) \approx 0$ для $E > E_m R_m^k$, т. е. учитываются естественные ограничения: $E < E_m$, $R < R_m$. Однако такая замена по самому смыслу не может привести к сколько-нибудь существенным изменениям основной части распределения. Объединяя все коэффициенты формулой (2), включая C_2 в один общий коэффициент $C = (n a C_1 C_2)$ и опуская для краткости индекс "0", приходим в итоге к окончательной формуле

$$g(E) = CE^{-q}, \quad (3)$$

где $q = (n/k)$. Важной характеристикой амплитудного распределения помех является $P(E)$ — вероятность превышения уровня E . Как было показано в статьях /7, 8/, из формулы (3) следует, что

$$P(E) = \frac{1}{1 + bE^q}, \quad (4)$$

где b — некоторый коэффициент.

В различных областях встречаются с пространствами разной размерности. В частности, пример одномерного пространства дает проводная линия связи (1). Двухмерное пространство относится к рассматриваемой здесь статистике атмосферных помех (2), к трехмерному пространству обращаются в звездной статистике (3). Рассмотрим последовательно статистические закономерности в соответствии с такой классификацией результатов, полученных в разных исследовательских работах.

1. Амплитудное распределение импульсных технических помех в каналах проводной связи исследовалось совершенно независимо от изучения атмосферных помех, но, как оказывается, аналогичными методами. В качестве характеристики проводных каналов используются как вероятностные оценки $P(E)$, так и оценки по числу импульсов помех $g(E)$, рекомендованные Международным консультативным комитетом (МККТТ), причем для перехода от $g(E)$ к $P(E)$ разрабатывалась специальная методика /3/. Экспериментальные данные аппроксимировались эмпирическими формулами типа суммы двух экспонент и типа гиперболической зависимости от E , т. е. так же, как это делалось сначала при аппроксимации результатов измерений атмосферных помех. В работе /2/ приводится формула

$$P(E) = \frac{1}{(a + bE)^4} \quad (5)$$

с указанием там численных значений коэффициентов a и b . Здесь наибольший интерес представляет показатель степени, равный 4, так как эта эмпирическая формула очень близка по своему типу к теоретической формуле (4). Для оценки ожидаемой в этом случае величины показателя q в формуле (4) воспользуемся данными о зависимости относительной амплитуды E^* импульсной помехи от параметра, играющего роль расстояния, — числа фильтров (n), составляющих канал. На рис. 1 исходные данные, взятые из [2], представлены в виде точек, а аппроксимирующая их кривая вычислена по формуле $E^* = n^{0,29}$. Вследствие хорошей согласованности этой кривой с исходными данными можно считать, что $k = 0,29$.

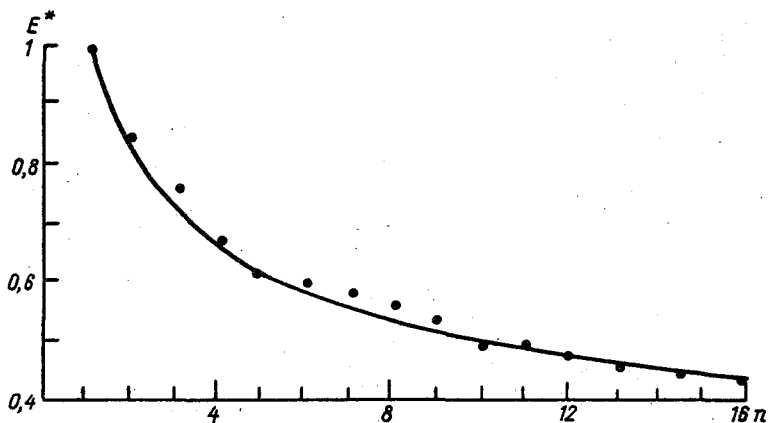


Рис. 1. Зависимость амплитуды помехи E^* (в относительных единицах) от числа фильтров n .

При $n = 1$ и $k = 0,29$ значение показателя $g = (n/k) = 3,4$ достаточно близко к округленному экспериментальному значению $g = 4$ для подобной, но все же отличающейся в деталях формулы (5).

Здесь же можно привести пример из области физики, касающейся метода теоретического объяснения наблюдаемых закономерностей. В работе [6] выведена формула для амплитудно-частотного спектра функций тока в проводнике $S(\omega)$:

$$S(\omega) = \frac{4}{D^2} \int_0^{\infty} \cos \omega t K_D(t) dt, \quad (6)$$

где ω — частота, t — время, D — коэффициент диффузии, K_D — корреляционная функция коэффициента диффузии. Громоздкое вычисление интеграла (6) после подстановки в него явного выражения для $K_D(t)$ приводит в результате к спектру типа $1/\omega$ при наличии дополнительного множителя, слабо зависящего от ω /6/. Здесь можно заметить, что после замены переменной t на $\omega t = x$ формула (6) записывается в виде:

$$S(\omega) = \frac{1}{\omega} \left[\frac{4}{D^2} \int_0^{\infty} \cos x K_D(x/\omega) dx \right]. \quad (7)$$

В нашем случае при расчете амплитудного распределения помех от пространственно разнесенных источников в формуле (2) получается интеграл, не зависящий от аргумента искомой зависимости. В последнем примере, как показывает формула (7), можно сразу выделить ожидаемый результат, но интеграл сохраняет зависимость от ω , которая согласно /6/, должна быть значительно меньшего порядка, чем $1/\omega$.

2. Практическая применимость теоретических формул (3) и (4) для описания амплитудного распределения атмосферных радиопомех была достаточно твердо установлена на основании различных экспериментальных данных, и новые материалы продолжают объясняться и обобщаться на основе установленных закономерностей /9/. Следует снова подчеркнуть, что теоретически указывается не только тип распределения, но также получается оценка показателя степени q , который поэтому резко отличается от свободных статистических параметров, играющих часто роль эмпирических коэффициентов. В нормальных средних условиях при $n = 2$ (двухмерное пространство) $q = (2/k)$, но в тех областях, где гроззовая деятельность низка и преобладают дальние источники, показатель степени изменяется от q при низких пороговых уровнях E до $2q$ при больших E /8/.

В диапазоне длинных и, особенно, сверхдлинных волн, где распространение наиболее устойчиво, значение показателя $k \approx 1,3$ оценивается в среднем достаточно определенно /9/. Распространение средних и прежде всего, коротких волн отличается, как известно /1/, резко выраженными особенностями и большими колебаниями условий приема. Поэтому для них можно говорить только о некоторых эффективных значениях показателя степени k , зависящих как от условий распространения, так и от преимущественного расположения источников (грозовых очагов). Суточные и сезонные изменения среднего расположения грозовых очагов, комбинируясь с суточными и сезонными колебаниями условий распространения, не дают возможности использовать экспериментальные данные о вариациях величины k , определяемой по соотношению $k = (2/q)$, при решении самостоятель-

ной обратной задачи, посвященной исследованию собственных особенностей распространения радиоволн.

Для проверки общих теоретических выводов о значении показателя q можно использовать данные наблюдений, сделанных в 1970 г. в Магадане, расположенном в области низкой грозовой деятельности /11/. На графике с координатами, при использовании которых распределение $P(E)$ по формуле (4) представляется прямой линией, экспериментальные точки, полученные по данным наблюдений в Магадане, часто укладываются на две прямые с заметно отличающимися наклонами. Поэтому в таблице результатов наблюдений, приведенной в /11/, указываются два значения q — для малых значений E (q_1) и для больших значений E (q_2). По этим исходным данным были вычислены средние годовые значения $k = (2/q_1)$ и отношения $(k_2/k_1) = z$. Осредненные годовые значения k и z даются в табл. 1 для различных частот f .

Таблица 1

Средние значения показателя k и отношения z

f кГц.....	13,5	50	350	1000	2500	10 000	Среднее
k	1,28	1,27	0,94	0,86	0,72	0,78	—
z	1,81	1,95	1,86	1,50	1,75	2,04	1,85

Как видно из табл. 1, теоретические оценки вполне подтверждаются экспериментальными данными. На низких частотах получаются ожидаемые средние значения $k \approx 1,3$, а на средних и высоких частотах появляются существенно отличные значения. Отношение z на всех диапазонах приближается к предсказанной величине $z = 2$. Получение почти такого же среднего значения $z = 1,95$ по данным наблюдений во время ближайшей грозы в Магадане, приведенном также в /11/, не противоречит указанным условиям, относящимся не к точке, а к некоторой области.

3. Звездная статистика охватывает все трехмерное пространство ($n = 3$). Обращаясь к подсчету звезд, достаточно изменить только названия величин, входящих в формулы (1) — (3). В этом случае E будет обозначать светимость звезды, $g(E_0)$ — число звезд со светимостью не менее E_0 , $W(E)$ — функцию распределения звезд по абсолютной светимости, и только R остается, как и раньше, расстоянием. Заметим, что в обычном смысле (отвлекаясь от некоторых современных теорий) здесь полностью оправдан без всяких пояснений бесконечный верхний предел интеграла. При отсутствии поглощения света $k = 2$, а так как $n = 3$, показатель степени в формуле (3) принимает значение 1,5. По результатам непосредственного подсчета числа звезд до 11-й звездной величины получается близкое значение $q \approx 1,2$. В действитель-

юсти согласованность теоретического значения q с экспериментальным еще лучше, так как наличие межзвездного поглощения света, предсказанное В. Струве еще в прошлом веке именно по таким оценкам и позднее фактически обнаруженное, вызывает некоторое увеличение k . Обратная астрономическая задача о решении уравнения Шварцшильда для определения функции $W(E)$ по известному из наблюдений $q(E)$ не относится к рассматриваемой здесь теме.

Последний пример особенно показателен в методическом отношении, так как трудно представить себе астронома, который вместо обращения к прямому расчету, т. е. к формуле (1), начал бы представлять распределение звезд каким-то другим способом, например комбинируя распределение Рэлея и считая это теоретически обоснованным.

В заключение можно добавить, что правильность принятого подхода к статистике атмосферных помех дополнительно подтверждается не только наличием закономерности, общей для рассмотренных здесь аналогов из разных областей, но также тем, что эти аналоги были заменены после завершения работы, к ним пришли в итоге, но не от них шли сначала. Теперь и в других работах по атмосферным помехам при расчете различных статистических характеристик начинают обращаться к общим представлениям о пространственном распределении источников и затухании сигналов при распространении /10, 12/.

Получаемые экспериментальные данные естественно и закономерно анализировать и обобщать с помощью формулы (4) и вытекающих из нее вариантов, опираясь на результаты построения графиков с координатами $\lg \left\{ P(E) / [1 - P(E)] \right\}$ и $\lg E$. Например, на рис. 2 представлены данные регистрации атмосферных помех в диапазоне 0,1–25 кГц, снятые с графической точностью с рис. 2 и 3 из работы /4/. Экспериментальные точки располагаются вдоль прямой, по наклону которой $q = 1,8$, откуда $k = 1,1$.

Теперь может вызвать только недоумение формальный подход к распределению атмосферных помех, встретившийся еще в упомянутой работе /4/, где после первых слов об определяющей роли гроз появляются отвлеченные от действительных условий случайные суммы случайных величин. Предложенная там функция распределения (с обозначениями по статье /4/)

$$F(u) = e^{-\lambda} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\lambda^n}{n!} \Phi(u e^{-n}/\sigma_0) \quad (8)$$

содержит два свободных параметра (λ и σ_0), подбираемых при аппроксимации экспериментальных данных. О простоте, удобстве и содержательности такой формулы не приходится говорить. Можно даже догадываться, что $F(u)$ — вероятность непревышения некоторой пороговой напряженности поля u (в тексте статьи /4/ об этом прямо не сказано).

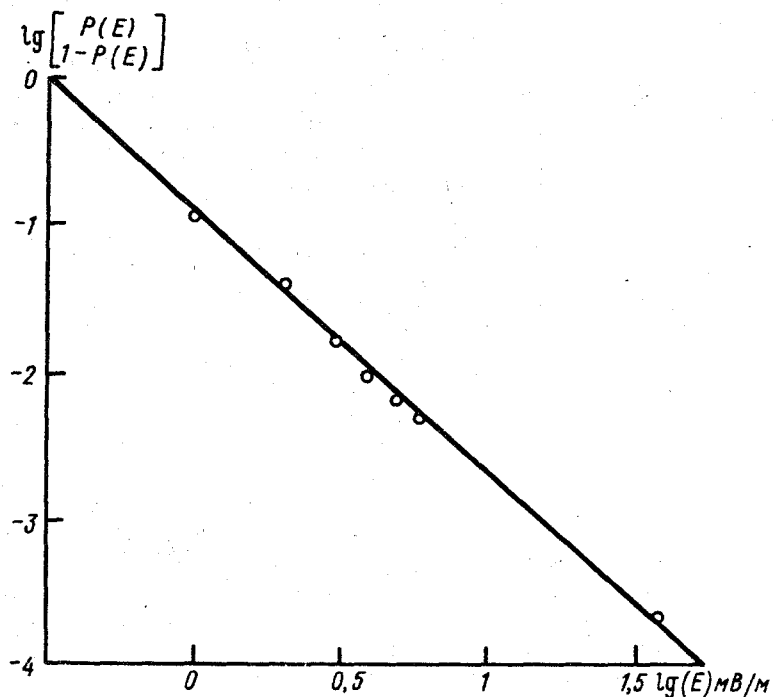


Рис. 2. Характеристика распределения атмосферных помех.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альперт Я. Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. — М.: Наука, 1972, 564 с.
2. Бошштейн Б. Д., Киселев Л. К., Моргачев Е. Т. Методы борьбы с помехами в каналах проводной связи. — М.: Связь, 1975, 248 с.
3. Вольфбейн С. П., Копп В. И. Определение плотности вероятности импульсных помех по результатам измерений. — Сборник научных трудов ЦНИИС, 1965, № 2, с. 193–197.
4. Добряк Д. С. О законе распределения атмосферных радиопомех. — Радиотехника и электроника, 1984, т. 29, № 4, с. 666–672.
5. Кац М. Статистическая независимость в теории вероятностей, анализе и теории чисел. — М.: Изд-во иностр. лит., 1963, 156 с.
6. Кузовлев Ю. Е., Бочков Г. Н. К вопросу о происхождении и статистических характеристиках $1/f$ — шума. Известия ВУЗ, Радиофизика, 1983, т. 26, № 3, с. 310–317.

7. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. — Геомагнетизм и аэрономия, 1963, т. 3, № 2, с. 284—292.
8. Махоткин Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков. — Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 142—150.
9. Махоткин Л. Г. Об амплитудном распределении низкочастотных атмосферных радиопомех. — Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 89—94.
10. Николаенко А. П. О корреляции энергий естественных сверхнизкочастотных шумов разных частот. — Известия ВУЗ, Радиофизика, 1984, т. 27, № 1, с. 3—11.
11. Осинин В. Ф. Радишумы естественных источников на Востоке СССР. — М.: Наука, 1982, 161 с.
12. Рубцов В. Д., Зайцев А. И. О применимости логарифмически нормальной модели для вероятностного описания квазиимпульсных помех. — Радиотехника и электроника, 1984, т. 29, № 8, с. 1531—1535.

Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков

АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРИКОВ

В 1960-е годы считалось удивительным, что работы Ватсона, выполненные в 1918—1919 гг., до 1950-х годов не привели к развитию волноводных представлений о распространении длинных радиоволн. Это недоумение сразу же объяснялось тем, что работы Ватсона были непонятны для нематематиков, и, кроме того, отсутствием интереса к сверхдлинноволновому диапазону при господствующем положении, занятом тогда коротковолновым диапазоном /7/. Сейчас есть основания пойти дальше и поставить вопрос: нужны ли были для приложений сложные расчеты Ватсона и могли ли они способствовать развитию экспериментальных работ в этой области? К фазовым параметрам атмосфериков обратились сначала в связи с исследованием распространения радиоволн сверхнизкочастотного диапазона /6/, не только не помышляя, но даже исключая возможность практического использования таких параметров для дальних однопунктных наблюдений за атмосфериками. Теоретические расчеты в духе работ Ватсона, проводившиеся одновременно с гармоническим анализом форм атмосфериков, создавали представление о сложности определения частотной зависимости фазовых скоростей. По результатам этих расчетов и измерений нельзя было уверенно выбрать фазовые параметры атмосфериков, подходящие для определения удаленности их источников. В то время, когда уже было преодолено расхожее представление о "звоне контура" и возможность использования узкополосных приемников для получения фазовых параметров атмосфериков не вызывала сомнений, создавать дальние однопунктные методы приходилось опытным путем, опираясь сначала только на самые общие особенности

волноводного распространения /1, 2/. Именно опытные данные дали повод для нового прочтения результатов строгих теоретических расчетов, после чего выяснилась ведущая роль закономерности, вытекающей из простой модели идеального волновода /3/. Эта элементарная закономерность привела к выводу необходимых рабочих формул, обеспечивающих наконец свободное оперирование выбором фазовых, а позднее и фазогрупповых параметров атмосфериков /4, 5/.

В период разработки дальних однопунктных методов все внимание было сосредоточено на тех параметрах атмосфериков, изменение которых обусловлено только зависимостью их значений от длины пройденного пути, а влияние всех остальных факторов сведено к минимуму. Ясно что альтернативой этих параметров должны быть параметры, не зависящие от расстояния до источника. Долгое время на такие альтернативные параметры не обращали внимания и, более того, просто не замечали их существования. В конце концов возможности непосредственного усовершенствования однопунктных фазовых методов были исчерпаны переходом к фазогрупповому варианту, и становилось все яснее, что для дальнейшего улучшения результатов наблюдений необходима методика отбраковки тех атмосфериков, которые либо за счет особенностей распространения, приводящих к отклонениям от принятых расчетных закономерностей, либо за счет аномальных характеристик источника дают значительные погрешности при переходе к расстоянию. Только тогда было замечено, что определение как рабочих, так и альтернативных параметров атмосфериков основано на использовании одних и тех же закономерностей и допущений, поэтому нарушение этих условий должно вызвать изменение обоих параметров. Следовательно, отклонение альтернативного параметра от нормального значения может служить признаком для отбраковки такого атмосферика. Путь, ведущий к определению альтернативных параметров, фактически уже был подготовлен выводом общих рабочих формул для длины шкалы расстояний L , используемой при однопунктных наблюдениях /2, 4/. Это еще раз подтвердило эффективность приближенных рабочих расчетов, позволивших в данном случае сразу подойти к ответу на непредусмотренный ранее вопрос. Альтернативные параметры характеризуются расчетной величиной $L = \infty$.

Рассмотрим сначала трехчастотный фазовый вариант с измеряемым параметром $\delta = \varphi_1 + \varphi_2 - k\varphi_3$, где $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ — фазы атмосферика на рабочих частотах f_1, f_2, f_3 , а k — целое число. Для получения значения $L = \infty$ рабочие частоты должны подчиняться следующей системе уравнений:

$$f_1 + f_2 - kf_3 = 0; \quad \frac{1}{f_1} + \frac{1}{f_2} - \frac{k}{f_3} = 0. \quad (1)$$

Переходя к нормированным значениям $F_1^* = (f_1/f_3)$, $f_2^* = (f_2/f_3)$, можно записать:

$$f_1^* + f_2^* = k; \quad (f_1^* + f_2^*) = kf_1^* f_2^*, \quad (2)$$

откуда следует, что $f_1^* f_2^* = 1$ и получается формула

$$f_{1,2}^* = \frac{k}{2} \pm \sqrt{\frac{k^2}{4} - 1}, \quad (3)$$

По формуле (3) определяется значение f_1^* и f_2^* , так как произведение корней в данном случае равно единице и отвечает указанному равенству $f_1^* f_2^* = 1$. Выбор значения f_3 ограничен только условием о принадлежности всех рабочих частот (f_1, f_2, f_3) к области где применимы сходные рабочие формулы ($f > 4$ кГц). Фазовый вариант такого типа конкретно выбранными частотами 5,0; 12,9; 33,7 кГц предназначался для использования в качестве классификатора атмосфериков при наблюдениях в средней зоне (на расстояниях, не превышающих примерно 000 км). Как показали дополнительные расчеты, сделанные для аномальной близкой зоны по дипольной модели, резкие изменения величины в зависимости от расстояния появляются только в непосредственной близости от источника (на расстояниях меньше 5 км), где поворот фазы превышает 180° (рис. 1).

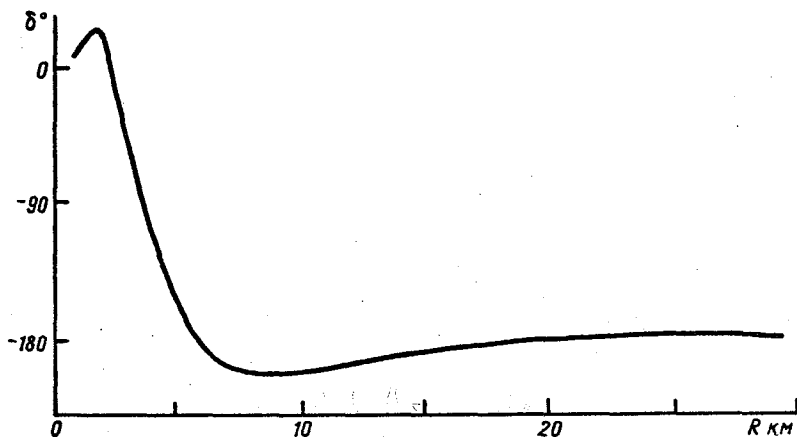


Рис. 1. Изменение δ вблизи источника атмосферика.

При использовании данного варианта могут встретиться затруднения, вызванные зависимостью измеряемого параметра δ от знака атмосферы. Атмосферы одинаковой формы, но противоположной полярности дают значения δ , сдвинутые на 180° . Постепенный переход от квазиуниполярных атмосфериков к квазиуниполярным атмосферикам противоположного знака вызывает некоторые промежуточные изменения δ . В результате совместного действия двух различных факторов — особенностей самих атмосфериков и особенностей условий распространения в средней зоне — разброс получаемых значений δ может препятствовать выделению определенного критерия отбраковки данных. Опытные данные подтверждают это предположение, но не исключают возможности применения такого варианта для наблюдений в ближней зоне.

В отличие от чисто фазового варианта фазогрупповой вариант, применяемый теперь для дальних наблюдений, обладает вполне подходящими характеристиками. Длина шкалы расстояний L для трехчастотного фазогруппового метода определяется общей формулой, из которой сразу же получается условие нахождения значения $L = \infty$:

при $k \leq 1$

$$L \approx 0,43 \frac{k}{F} \left[\frac{1}{\frac{1}{f_1 f_2} - \frac{1}{(f_3)^2}} \right], \quad (4)$$

а при $k \geq 1$

$$L \approx \frac{0,43}{F} \left[\frac{1}{\frac{1}{f_1 f_2} - \frac{1}{(f_3)^2}} \right]. \quad (5)$$

Здесь $F = k(f_2 - f_1)$, входные рабочие частоты f_1 и f_2 используются для получения разностной частоты $(f_2 - f_1)$, а колебания на третьей рабочей частоте f_3 двухполупериодно выпрямляются и из огибающей этого пакета выделяется гармоника с частотой F . Рабочий параметр δ_p определяется разностью фаз колебаний с частотой $(f_2 - f_1)$ и с частотой F . Частоты в формулах (4) и (5) выражены в кГц, а длина шкалы L — в тысячах километров. При $f_1 = 6$ кГц, $f_2 = 8$ кГц, $f_3 = 9$ кГц, $F = 2$ кГц, так что $k = 1$, формула (4), а также формула (5) дают длину рабочей шкалы $L \approx 25$ тысяч километров. Из этих же формул сразу видно, что $L \approx \infty$ получается в том случае, когда $f_3 = \sqrt{f_1 f_2}$ и, в частности, при $f_1 = 6$ кГц, $f_2 = 8$ кГц, $f_3 = 6,93$ кГц. Подходящая контрольная частота $f_3 = 6,93$ кГц ниже рабочей частоты $f_3 = 9$ кГц,

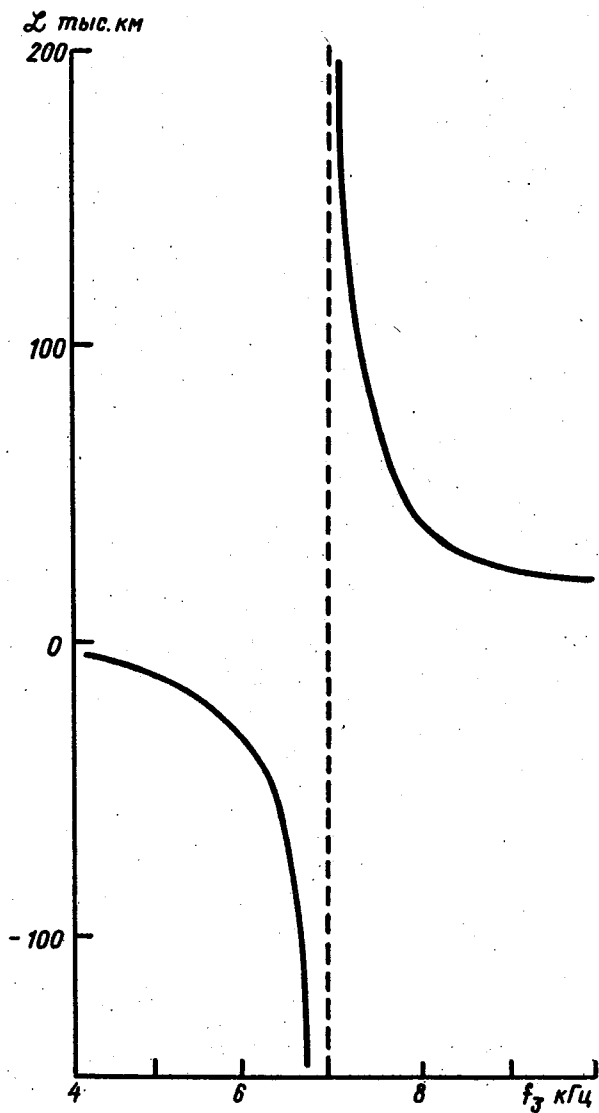


рис. 2. Изменение длины шкалы L в зависимости от частоты f_3 .
Штриховая линия соответствует $L = \infty$.

Поэтому из ее огибающей целесообразно выделить более низкую $F = 1$ кГц. Зависимость величины L от выбора частоты f_3 при фиксиро-

ванных значениях $f_1 = 6$ кГц, $f_2 = 8$ кГц, вычисленная по формуле (5), представлена на рис. 2.

Очень резкое возрастание величины L вблизи частоты $f_3 = 6,93$ кГц наглядно иллюстрируется кривыми, приведенными на рис. 2. Следует заметить, что шкала расстояний определяется абсолютным значением L , а изменение знака L (см. рис. 2) указывает лишь на изменение направления шкалы, т. е. на возрастание или убывание рабочего параметра δ при увеличении расстояния. Конечно, строго бесконечное значение фактически не может быть получено хотя бы вследствие заметной ширины полос пропускания усилителей. Обычно эти полосы на уровне 0,7 имеют ширину около 1 кГц для входных усилителей f_1, f_2 , рабочего f_3 и контрольного f_3 , и около 0,2 кГц для выходных усилителей ($f_2 - f_1$), рабочего F и контрольного F . При таких характеристиках для контрольного параметра δ_k практически получается и оказывается вполне достаточным увеличение L_k более чем на порядок по сравнению с величиной L для рабочего параметра δ_p . Следует заметить, что выбор более широкой полосы для контрольного приемника f_3 должен привести, как видно из рис. 2, к резкому уменьшению L_k из-за размытия пиков построенной кривой. К положительным факторам относятся также нечувствительность фазогрупповых параметров δ к изменению полярности атмосфериков в источнике. По опыту можно считать допустимыми отклонения значения контрольного параметра δ в пределах $\pm 10^\circ$ от соответствующего среднего значения. Простая рабочая теория приводит, таким образом, к вполне определенному ответу на вопрос о методике контроля результатов дальних однопунктных наблюдений за атмосфериками, указывая на возможность применения с этой целью альтернативных параметров атмосферико-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И н ь к о в Б. К. О возможности определения местонахождения грозовых очагов из одного пункта. — Метеорология и гидрология, 1967, № 4, с. 102–105.
2. И н ь к о в Б. К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. — Труды ГГО, 1973, вып. 319, 136 с.
3. М а х о т к и н Л. Г., И н ь к о в Б. К. Сравнение и анализ расчетных данных о фазовых скоростях электромагнитных волн в волноводе Земля — ионосфера. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 136–152.
4. М а х о т к и н Л. Г., И н ь к о в Б. К. Зависимость фазовых параметров атмосфериков от расстояния. — Труды ГГО 1981, вып. 442, с. 71–74.
5. М а х о т к и н Л. Г., И н ь к о в Б. К. Сравнение фазовых и групповых параметров атмосфериков. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 50–56.
6. Alpert Ja. L., Fligel D. S., Michailova G. A. The propagation of atmosphericics in the Earth — ionosphere waveguide.

- Journ. atm. and terrestr. physics. 1967, v. 29, N 1, p. 29–42.
- 7 Wait J. R. Applications and limitation of the mode theory of long wave radio propagation. — In: Conference on M. F., L. F. and VLF propagation, Inst. of electr. engineers, London, 1967, p. 57–62.

Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОБОЧНОГО СИГНАЛА ПРИ ИЗМЕРЕНИЯХ ФАЗОВЫХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРИКОВ

Применение принципа преобразования частоты в супергетеродинном методе, предложенном еще в 1918 г., обеспечило возможность приема слабых сигналов в условиях интенсивных помех /1/. Во всех работах при описании этого метода, являющегося и теперь основным, указывается на имеющийся у него недостаток — наличие зеркального канала. В отличие от радиотехнических задач при наблюдениях за атмосфериками преобразование частот производится не с целью лучшего подавления помех, а для выделения выбранных фазовых параметров, причем роль сигнала гетеродина играет соответствующая частотная составляющая самого атмосферика. В таком случае различие между усиливаемыми рабочими сигналами и сигналом гетеродина исчезает. В зависимости от выбора измеряемого фазового параметра принимаемых атмосфериков обычно используется либо только суммарный, либо только разностный сигнал /2/, а побочные сигналы, как и при обычном радиоприеме, исключаются. Однако вследствие отклонений от нормальных условий распространения в средней зоне (на расстояниях примерно до 1000 км) представляет интерес любой способ контроля и отбраковки искаженных сигналов, для чего требуется, конечно, какая-то дополнительная информация. Источником такой информации могут служить, в частности, зеркальные сигналы. Сопоставляя эти сигналы, можно, одновременно измеряя два фазовых параметра атмосфериков, проверять согласованность их между собой.

Использование побочных каналов при двухчастотном фазовом варианте приводит только к изменению методики измерений и ничего дополнительно не дает, но уже при трехчастотном варианте /2/ можно получить два связанных параметра. Допустим, что три рабочие частоты f_1, f_2, f_3 связаны следующими соотношениями:

$$(f_1 + f_2) = 2(f_2 + f_3); \quad (f_1 - f_2) = 2(f_2 - f_3). \quad (1)$$

Эта система уравнений имеет простое решение: $f_1 = 4f_3, f_2 = 2f_3$ при любом заданном значении f_3 . Измеряемыми фазовыми параметрами суммарных (δ_+) и разностных (δ_-) сигналов тогда будут следующие:

$$\delta_+ = \varphi_1 - \varphi_2 - 2\varphi_3; \quad \delta_- = \varphi_1 - 3\varphi_2 + 2\varphi_3, \quad (2)$$

где $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ — фазы соответствующих частотных составляющих принимаемых атмосфериков. По общей рабочей формуле, приведенной в работе /3/, длина шкалы расстояний для параметров δ_+, δ_- составляет соответственно $L_+ \approx 190f_3, L_- \approx 570f_3$, где L выражено в км, а частота f_3 — в кГц. Эти оценки применимы для частот $f_3 > 4$ кГц, так как на более низких частотах появляются отклонения фазовых скоростей от принятой расчетной зависимости. Значения обоих параметров (δ_+ и δ_-), полученные при выборе рабочих частот в соответствии с условием (1), не зависят от знака (полярности) атмосфериков, так как одновременный сдвиг фаз на 180° на всех рабочих частотах не вызывает в данном случае изменения показаний. Это является существенным преимуществом варианта с условиями (1) по сравнению с другими трехчастотными вариантами, определяемыми, например, условиями

$$(f_1 + f_2) = af_3; \quad (f_1 - f_2) = bf_3, \quad (3)$$

где a и b — некоторые рациональные числа. При таких условиях $f_1 = 0,5(a+b)f_3, f_2 = 0,5(a-b)f_3, \delta_+ = \varphi_1 + \varphi_2 - a\varphi_3, \delta_- = \varphi_1 - \varphi_2 - b\varphi_3$, откуда для шкал L_+, L_- получаются следующие формулы:

$$L_+ \approx \frac{430(a^2 - b^2)f_3}{a(4 - a^2 + b^2)}; \quad L_- \approx \frac{430(a^2 - b^2)f_3}{b(4 + a^2 - b^2)}. \quad (4)$$

Следует заметить, что длина шкалы расстояний характеризуется абсолютным значением L , а знак L указывает только на возрастание или убывание δ при увеличении расстояния.

При использовании побочных сигналов можно сравнивать два фазовых параметра, каждый из которых формируется одними и теми же частотными составляющими атмосферика. В рабочем приближении оба параметра однозначно связаны между собой определенной рабочей формулой. Экспериментально определяя степень их согласованности, можно оценить закономерность изменения фаз в зависимости от расстояния в средней зоне и стабильность начальных фаз в источнике. Для проведения такого исследования целесообразно выбирать вариант с меньшим разносом рабочих частот и меньшим различием шкал, удовлетворяющий дополнительному условию о независимости показаний от полярности атмосфериков в источнике. Такие условия приходится выдвигать с целью уменьшения вероятного разброса точек при сопоставлении значений δ_+ и δ_- , когда случайные отклонения, вызванные различными факторами, могут затруднить выделение закономерностей связи сопоставляемых параметров и, в конечном счете сделать невозможной

отбраковку аномальных атмосфериков.

Однако возможности сближения частот довольно ограничены, причем это вызывает обычно значительное расхождение по длине шкал расстояний. С учетом сделанных замечаний предпочтительнее других оказывается вариант, представленный формулой (1), для которого отношение верхней частоты $f_{\text{в}} = f_1$ к нижней $f_{\text{н}} = f_3$ равно 4, отношение шкал $L_{\text{+}}/L_{\text{-}} = 3$ и обеспечена независимость показаний от полярности атмосфериков. Подобные значения отношений частот и шкал могут быть получены и для варианта типа (3). Например, при $a = 2$ и $b = 1$ из формул (3) и (4) следует, что $(f_{\text{в}}/f_{\text{н}}) = 4$, $|L_{\text{+}}/L_{\text{-}}| = 3,5$, но последнее из поставленных выше трех условий в этом случае не соблюдается вследствие зависимости $\delta_{\text{-}}$ от полярности атмосфериков.

Опыт показал, что даже приближаясь к возможно лучшему удвоению поставленных условий при использовании варианта, характеризуемого соотношениями (1) и (2), не удается обеспечить достаточное уменьшение разброса точек и выделить дорожки, отвечающие правильным соотношениям сравниваемых параметров $\delta_{\text{+}}$ и $\delta_{\text{-}}$.

Трудность выделения определенных соотношений между фазовыми параметрами атмосфериков в пределах средней зоны заставляет обратить внимание на исследование противоположного варианта — заменить условие об одинаковых по порядку шкалах обратным условием, согласно которому только один параметр связывается с расстоянием, а второй параметр по расчету не зависит от расстояния ($L = \infty$), является контрольным и служит только для отбраковки атмосфериков. К такому варианту можно подойти, выбирая соотношение рабочих частот и комбинаций фаз по типу (3). По формулам (3) и (4) при $a = 2,5$ и $b = 1,5$ рабочие частоты связаны соотношениями $f_1 = 2f_3$, $f_2 = 0,5f_3$, расчетная шкала $L_{\text{+}} = \infty$, шкала $L_{\text{-}} \approx 140f_3$. Некоторые неудобства вызывают полужелые значения коэффициентов a и b , но это не является препятствием для проведения опытных измерений и оценки возможностей такой методики. Затянувшаяся разработка методики однопунктных фазовых наблюдений за атмосфериками в средней зоне пока еще оставляет открытым вопрос о возможности решения этой частной задачи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буланов Ю. А., Усов С. Н. Усилители и радиоприемные устройства. — М.: Высшая школа, 1980. 415 с.
2. Иньков Б. К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. — Труды ГГО, 1973. 136 с.
3. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Зависимость фазовых параметров атмосфериков от расстояния. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 71—74.

О ЧАСТОТНОЙ ЗАВИСИМОСТИ РАСЧЕТНОГО ПАРАМЕТРА СЧЕТЧИКОВ АТМОСФЕРИКОВ

В соответствии с расчетом, основанном на использовании статистики атмосферных помех /1/, можно получить формулу, предназначенную для определения эффективного радиуса действия (R_3) счетчиков любого типа по данным однопунктных наблюдений. В эту формулу, кроме комбинаций искомой и заданных величин, входит параметр C :

$$z = \frac{1}{2} \left\{ x^2 \left[1 - \Phi \left(C + \frac{1}{C} \ln x \right) \right] + \left[1 - \Phi \left(C - \frac{1}{C} \ln x \right) \right] \right\}, \quad (1)$$

где $z = (h/g)$ — отношение числа атмосфериков (h), принятых счетчиком с расстояний $R \ll R_0$, к общему числу принятых атмосфериков (g); аргумент $x = (R_0/R_3)$, функция $\Phi(y)$ — интеграл вероятности:

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

Параметр C согласно расчету равен σ/k , где k — показатель степени убывания амплитуд атмосфериков E с расстоянием ($E \sim R^{-k}$), σ — характеристика амплитудного распределения атмосфериков в источнике в соответствии с логарифмически нормальным законом (в этих формулах σ должно быть выражено в натуральных логарифмах). Полагая, что σ мало зависит от частоты f и приблизительно равно $0,8/2$, можно было ожидать уменьшения значений $C = (\sigma/k)$ при понижении f до нескольких килогерц, когда длина волны $\lambda \approx 100$ км, в связи с увеличением показателя k в ближней зоне, где $R \ll \lambda$. Для предварительной экспериментальной оценки зависимости параметра C от частоты f во второй половине лета 1983 г. были проведены опытные наблюдения с помощью макетов счетчиков атмосфериков, настроенных на частоты 30; 9,5 и 2 кГц. Кроме того, использовался также счетчик с фильтром верхних частот $f > 30$ кГц /3/. Ограничитель дальности приема был настроен так, чтобы выполнялось условие $R_0 = 20$ км. При обработке данных наблюдений с помощью формулы (1) удобно пользоваться специально вычисленной таблицей обратной функции (не z от x , а x от z) при фиксированном значении $C = 0,8$. Полученные данные представлены в таблице, где G — средняя плотность разрядов.

Как видно из таблицы, по разным счетчикам получились различные значения средней плотности разрядов G . Возможной причиной такого расхождения могло бы быть изменение параметра C в зависимости от частоты. Для проверки такого предположения примем в качестве ис-

Результаты наблюдений с помощью счетчиков атмосфериков

№ п/п	f кГц	h	g	z	x	R _з км	G км ⁻²
1	30	1657	4933	0,34	0,80	25	2,5
2	30	781	1515	0,52	1,25	16	1,9
3	9,5	792	2680	0,30	0,71	28	1,1
4	2	633	4154	0,15	0,44	45	0,6

ходного значение $R_z = 28$ км, полученное для счетчика № 3 при $C = 0,8$. Тогда эффективные радиусы других счетчиков, полученные при том же значении $C = 0,8$, нужно изменить, воспользовавшись очевидным соотношением $R_{zn}^* = R_{z3} \sqrt{g_n/g_3}$, где индексы указывают порядковые номера ($n = 1 \dots 4$). В частности, по такой оценке $R_2^* = 22$ км и $R_4^* = 35$ км, следовательно $x_2^* = (20/22) = 0,91$, $x_4^* = (20/35) = 0,57$. Подставляя в формулу (1) парные значения $x_2^* = 0,91$ и $z_2 = 0,52$, или, соответственно, $x_4^* = 0,57$ и $z_4 = 0,15$, можно найти значения параметра C в результате решения получившихся уравнений методом последовательных приближений. После проведения такого расчета к принятому начальному значению $C = 0,8$ для $f = 9,5$ кГц добавляются значения $C_2 = 0,6$ для $f = 30$ кГц и $C_4 = 1,05$ для $f = 2$ кГц.

При сопоставлении значений параметра C обнаруживается тенденция к его уменьшению с возрастанием частоты f , обратная ожидаемому изменению. Причину такого расхождения сейчас трудно обнаружить. Возможно, что это связано с недостаточным осреднением данных вследствие относительно малой продолжительности первых опытов. При дальнейшем исследовании этого вопроса нужно расширить постановку опытов, добавив к имеющейся группе счетчиков еще несколько макетов, работающих на одинаковых частотах, но имеющих разную чувствительность по порогам срабатывания (E_0). Сопоставление показаний однотипных счетчиков с различными пороговыми уровнями должно дать указание о частотной зависимости показателя k , определяемого с помощью соотношения $g(E_0) = a(E_0)^{(2/k)}$, где a — некоторый коэффициент. Комплексные экспериментальные данные о значениях параметра C и показателя k дадут достаточный материал для выяснения закономерностей, характеризующих естественные условия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. — Геомагнетизм и аэрномия, 1963, т. 3, № 2, с. 285—292.

2. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. — Геомагнетизм и аэрономия, 1964, т. 4, № 1, с. 200–202.
3. И н ь к о в Б. К., Махоткин Л. Г. Двухпараметрический грозоотметчик. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 63–71.

Л. Г. Махоткин

РАСШИРЕНИЕ ПОИСКОВ БИОЛОГИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРИКОВ

В настоящее время как в специальной литературе, так и в широкой прессе продолжают встречаться утверждения о возможном влиянии естественных электромагнитных колебаний (атмосфериков) на человека, животных и всю биосферу /9–11/. Иногда даже добавляется, что к атмосферикам должны быть более чувствительны музыканты, больные и старые люди /9/, что биологически активны атмосферерики, подобные по форме импульсам, применяемым в терапии /15/, что более сильным биологическим эффектом обладают частоты, близкие к ритмам мозга /9/. По поводу утверждения об информационном действии атмосфериков /3, 13/ делается замечание относительно абстрактности этого понятия /12/. Все эти утверждения не опровергаются полной неясностью механизма биологического действия атмосфериков, так как, например, до сих пор не выяснен механизм образования безусловно существующих гроз. Вместо этого может быть поставлен достаточно критический вопрос о причине биологического влияния атмосфериков. Возможность ощутимого действия какого-то побочного эффекта, не связанного с деятельностью и существованием организмов, представляется крайне невероятной.

Ряд критических замечаний, сделанных в работе /7/, обрывается только в одном месте на конкретном определении атмосфериков, которые являются не просто электромагнитными импульсами, а сигналами, возникающими только в определенных погодных условиях. Заблаговременная сигнализация о надвигающейся непогоде имеет важное значение для всех живых существ, поэтому выработка чувствительности к атмосферикам могла бы быть вполне оправдана в процессе эволюционного развития. Представление о возможности сигнального использования естественных электромагнитных импульсов получило в последние годы неожиданную поддержку в совершенно других работах. Если 20 лет назад еще делались некоторые оговорки относительно пользы прогноза землетрясений /8/, то в последующие годы работы по созданию прогностических методов получили широкое развитие. В биологическом плане представляет интерес расширение и обобщение наблюдений за аномальным поведением животных перед земле-

трясением, утверждение о способности животных заранее предчувствовать стихийные бедствия /1/, так как наиболее вероятной причиной этих аномалий считают электромагнитные явления, не исключая, однако, воздействие механических колебаний /14/.

Так как спектр электромагнитных импульсов, возникающих в земле, не был заранее известен, сейсмологи широко развернули поиск электромагнитных предвестников землетрясений, проводя наблюдения на многих частотах (5, 12, 27, 81, 170, 385, 1630 кГц), в полосах 0,1—20; 0,5—50; 1—100; 10—1500 кГц при чувствительности приемников от 10^{-5} до 0,5 В/м, регистрируя средний уровень сигналов или число импульсов, пеленгуя в отдельных случаях приходящие сигналы и определяя попутно суточные и сезонные вариации фона, создаваемого атмосфериками /14/. Решение вопроса об электромагнитных предвестниках изменения погоды, казалось, не вызывало затруднений, так как частотный спектр атмосфериков был известен уже давно на основании проведенных раньше работ. Однако при очень большой ширине спектра атмосфериков (от единиц до миллионов герц) нужны были какие-то дополнительные данные для определения рабочих (или предположительно биологически активных) частот.

Представление о сигнальной биологической роли атмосфериков существенно уменьшает неопределенность выбора направления поисковых работ, выдвигая вопрос о выделении ближней зоны с радиусом, не превышающим нескольких сотен километров. Действительно, чувствительность к дальним атмосферикам была бы практически бесполезной, так как преимущественно получались бы предупреждения о штормах, которые в данное место не придут. С этой точки зрения невозможна выработка рефлекса на резонансные частоты полости Земля — ионосфера, относящиеся к глобальным колебаниям электромагнитного поля. Экспериментальные данные о влиянии крайне низкочастотных полей противоречивы даже при проведении опытов с непрерывно действующими излучателями /2/, и тем менее вероятно заметное действие дискретных импульсов атмосфериков на этих частотах. На частотах порядка сотен герц влияние мировых грозových очагов не ощущается /6/, но ближняя зона выделяется нечетко и сильно мешают технические помехи от электрических сетей. По данным проведенных исследований, для наблюдений в ближней зоне наиболее подходит длинноволновый диапазон (30—300 кГц), выбранный при разработке грозоотметчика и грозоуказателя /4, 5/. Эти устройства, предназначенные для использования на метеорологических станциях, должны улучшить качество наблюдений за грозами, автоматически предупреждая о приближении непогоды. Такие сведения, содержащиеся теперь в сводках местных бюро погоды, имели жизненное значение для всех живых существ во все времена, к такой сигнализации могла эволюционно выработаться чувствительность. Поэтому если "настало время Гидрометцентра СССР подумать о создании лаборатории биологического прогнозирова-

ния" /10/, то с еще большим основанием можно говорить о необходимости снабжения сети метеостанций разработанными устройствами для автоматического обнаружения близких гроз. Материалы непрерывных инструментальных наблюдений были бы важны как при непосредственном использовании данных, так, в частности, и для работ предлагаемой лаборатории при выяснении сущности биологических эффектов. Вследствие эпизодичности и нерегулярности штормовых явлений решение задачи о сигнальном характере биологического воздействия атмосфериков, не исключая доказательства отсутствия такого эффекта, не может быть получено при отсутствии данных регулярно и непрерывно продолжающихся инструментальных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев И. Как предсказать землетрясение. — Ленинградская правда, 12 ноября 1983 г.
2. Гриссет Д. Д. Биологическое действие электрических и магнитных полей, создаваемых системами связи на крайне низких частотах. — Труды института инженеров по электротехнике и радиоэлектронике /Пер. с англ. 1980, т. 68, № 1, с. 112—120.
3. Дубров А. П. Геомагнитное поле и жизнь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 176 с.
4. Иньков Б. К. Грозоуказатель. — Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 76—84.
5. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Двухпараметрический грозоотметчик. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 63—71.
6. Клейменова З. П., Артамонов Л. В. О роли близких гроз в формировании УНЧ-излучения. — Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 41—49.
7. Махоткин Л. Г. К вопросу о поисках биологического влияния атмосфериков. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 92—95.
8. Медведев С. В., Шибалкин Н. В. С землетрясением можно спорить. — М.: Наука, 1967, 132 с.
9. Никонов А. Предчувствие землетрясения. — Знание — сила, 1983, № 4, с. 24—26.
10. Симakov Ю. Живые приборы. — Социалистическая индустрия, 1 апреля 1984 г.
11. Троицкая В. А. Геомагнитные пульсации. — Физика Земли, 1977, № 1, с. 70—72.
12. Холодов Ю. А. Реакция нервной системы на электромагнитные поля. — М.: Наука, 1975, 208 с.
13. Холодов Ю. А. Шестой незримый океан. — М.: Знание, 1978, 112 с.
14. Электромагнитные предвестники землетрясений. — М.: Наука, 1982, 88 с.
15. Baumer H., Eichmeier J. Die verschiedenen Atmospheric — Impulsformen und ihre Ausbreitungsbedingungen. — Archiv für Meteor., Geophys. und Bioklimat., Ser. A, 1983, Bd. 32, p. 155—164

ГРОВОВАЯ АКТИВНОСТЬ И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ЕСТЕСТВЕННЫХ ФАКТОРОВ И ИНДУСТРИАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Даже в пределах сравнительно небольшой территории, например Ленинградской области, среднее годовое число дней с грозой (\bar{T}) изменяется приблизительно в 2 раза, суммарная продолжительность гроз в часах ($\bar{П}$) — в 3 раза, а среднее число разрядов на 100 км² (\bar{N}) — в 5 раз. Велика также изменчивость отдельных годовых значений T , $П$, N , характеризуемая коэффициентами вариаций c_v , которая составляет примерно 30 % для T и 40 % для $П$. Коэффициент вариации N колеблется в пределах от 10 до 70 %, составляя в среднем также 40 % (табл. 1). В табл. 1 приведено также среднее квадратическое отклонение σ .

Таблица 1

Характеристики грозовой активности в Ленинградской области

Пункт	\bar{T}	σ_T	c_v	$\bar{П}$	$\sigma_{П}$	c_v	\bar{N}	σ_N	c_v
Выборг	13	6	0,5	20	10	0,5	20	14	0,7
Лудейное Поле	21	7	0,3	41	15	0,4	60	30	0,5
Сосново	16	6	0,4	—	—	—	40	15	0,4
Свирица	23	7	0,3	57	19	0,3	16	7	0,4
Новая Ладога	23	7	0,3	37	14	0,4	26	13	0,5
Волхов	21	6	0,3	—	—	—	22	12	0,5
Тихвин	26	7	0,3	63	21	0,3	16	5	0,3
Ефимовская	24	8	0,3	—	—	—	27	11	0,4
Волосово	20	7	0,4	—	—	—	22	12	0,5
Кингисепп	21	7	0,3	38	19	0,5	13	7	0,5
Будогощь	24	6	0,3	66	22	0,3	12	6	0,5
Осьмино	23	6	0,3	—	—	—	21	3	0,1
Николаевское	26	8	0,3	68	32	0,5	19	7	0,4
Ленинград	17	5	0,3	22	9	0,4	22	8	0,4
Любань	23	7	0,3	—	—	—	22	11	0,5
Гьмоносков	15	6	0,4	—	—	—	—	—	—
Петрокрепость	21	7	0,3	—	—	—	—	—	—
Белогорка	20	6	0,3	—	—	—	25	6	0,2
Лисий Нос	17	5	0,3	—	—	—	—	—	—

Территориальная изменчивость грозовой активности обусловлена географическими особенностями нескольких сравнительно однородных участков, выделяющихся в пределах Ленинградской области: Карельского перешейка на севере, низменности на юге, Валдайской возвышенности на востоке и сравнительно большой водной поверхности Финского залива и Ладожского озера. Местные условия накладывают весьма заметный отпечаток на общую картину распределения грозовой активности с определенно выраженной тенденцией к росту числа гроз и их интенсивности по мере движения в юго-восточном направлении (рис. 1). На Финском заливе, на Карельском перешейке и на западе Ладожского озера грозовая деятельность понижена вследствие более низких температур подстилающей поверхности и ослабленной конвекции. Небольшие возвышенности на юго-западе Ленинградской области вызывают усиление динамической турбулентности и способствуют вынужденному подъему теплого воздуха, создавая дополнительный импульс для возникновения мощной конвективной облачности.

Грозы появляются в Ленинградской области при обычных синоптических условиях, т. е. при наличии циклонической деятельности, и в большинстве случаев они связаны с фронтами [1, 4]. Малоподвижные депрессии, располагающиеся над центральными районами ЕТС, приводят к возникновению внутримассовых гроз. Наиболее интенсивные грозы развиваются на холодных фронтах. Число разрядов, зарегистрированных в Воейково счетчиками ПРГ-100 в 1974—83 гг. и отнесенное к одному часу, при наличии холодного фронта приблизительно в два раза больше соответствующих чисел, полученных для других синоптических ситуаций (холодный фронт — 69, вторичный холодный фронт — 37, теплый фронт — 25, фронт окклюзии — 44, внутримассовая гроза — 35). По тем же данным интенсивность дневных гроз в среднем в два раза больше интенсивности ночных гроз (табл. 2). В этой таблице дневной интервал обозначен буквой Д, ночной интервал — буквой Н.

Таблица 2

Число разрядов N, зарегистрированных в дневное и ночное время

Месяц	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь	
Время	Д	Н	Д	Н	Д	Н	Д	Н	Д	Н
N	252	94	330	156	656	297	475	296	129	75

После получения фоновой характеристики естественной грозовой активности остановимся на вопросе о возможном влиянии на грозы

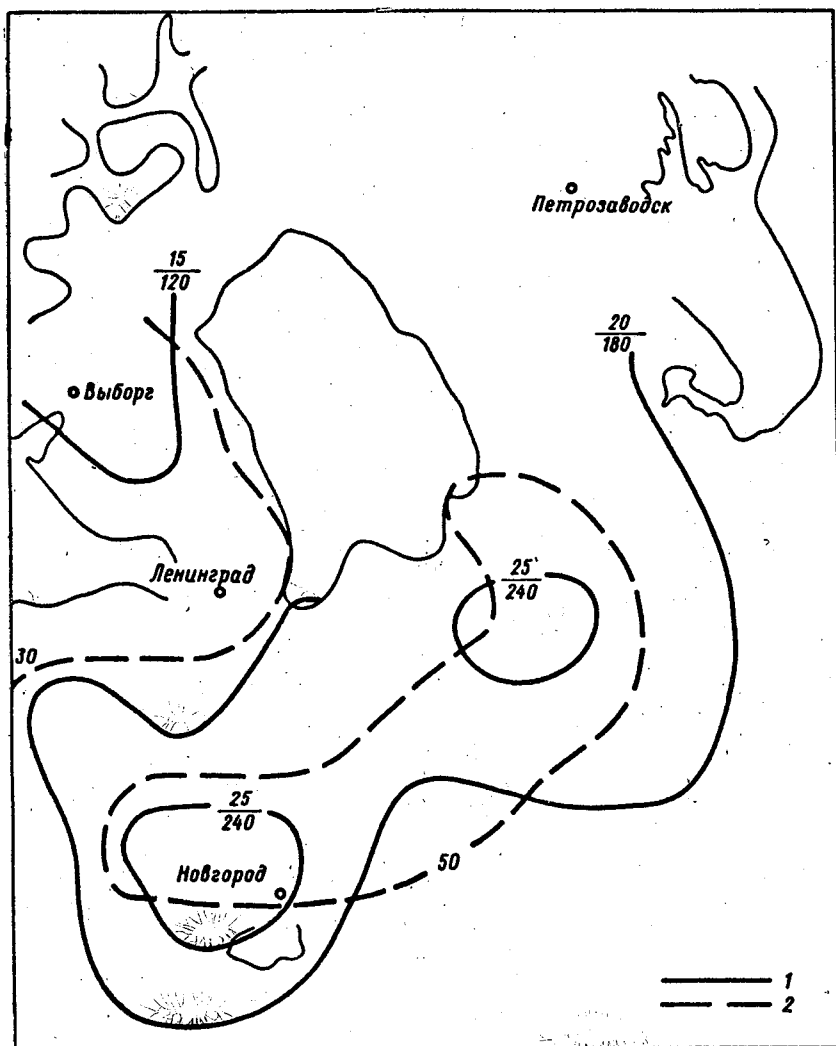


Рис. 1. Среднее распределение грозовой активности в Ленинградской области.
 1 — число дней с грозой T (числитель) и число разрядов N (знаменатель),
 2 — продолжительность гроз P .

большого индустриального центра, каким является Ленинград. Как известно, городское загрязнение атмосферы и тепловые выбросы приводят к тому, что метеорологические параметры здесь существенно отличаются от метеорологических параметров окружающей местности /5, 6/. Кроме того, было указано, что промышленное загрязнение вызывает также увеличение напряженности электрического поля в дождевых облаках /3/, что может способствовать и усилению гроз. При сопоставлении многолетних данных о числе дней с грозой в Ленинграде (T_1) и Ломоносове (T_2) было замечено, что отношение $z = (T_1/T_2)$ систематически изменяется в отдельные периоды. Это иллюстрируется данными о повторяемости различных значений z , приведенными в табл. 3.

Таблица 3

Повторяемость (%) различных значений z

Период	$z > 1$	$z < 1$	$z = 1$
1920—1935	37	43	20
1936—1967	86	10	4
1968—1983	36	36	28

Метеостанция Ломоносов расположена на расстоянии около 30 км от городской станции и может характеризовать ненарушенные естественные условия. В то же время, как выяснилось позднее, необходимо подробнее остановиться на расположении городской станции. До 1933—1934 гг. наблюдения проводились около старого здания ГГО на Васильевском острове (23-я линия, дом 2) по соседству с различными заводами и около набережной с интенсивным дорожным движением. Метеостанция помещалась в деревянном двухэтажном доме, стоявшем во дворе главного четырехэтажного здания обсерватории. В 1933—34 гг. осуществлялся постепенный переход на новое место на Аптекарском острове (ул. Даля, дом 3), расположенное на расстоянии около 4 км от старого здания обсерватории. Наблюдения по полной программе при постоянном наличии наблюдателей начались на новом месте только летом 1934 г., когда внутри большой полностью принадлежащей метеостанции огороженной площади размером не менее 10 тыс. м² был построен для нее небольшой одноэтажный дом. Даже по соседству с территорией метеостанции тогда полностью отсутствовали большие дома, место было очень тихим и спокойным при минимальном движении на соседних улицах без сплошной застройки. Через несколько десятков лет окружающая обстановка изменилась, а в 1977 г. станция была снова перенесена и получила название Информа-

ционного центра погоды. Последний перенос на небольшое расстояние сопровождался, однако, значительным изменением окружающих условий. Станция приблизилась к построенным позднее большим зданиям и к людному теперь месту, а размеры предоставленной ей метеоплощадки, примыкающей к ее новому двухэтажному дому, очень невелики.

В результате этого получился возврат примерно к той обстановке, которая была до 1934 г., а почти забытые теперь перемены неожиданно проявились в данных, представленных в табл. 3. Учитывая сказанное об условиях наблюдений на городской станции, следует считать правильным соотношение $T_1/T_2 > 1$, получившееся в большинстве случаев (86 %) по данным для выделенного второго периода (1936—1967 гг.). Таким образом, по этим данным для города характерно большее число гроз, чем для окружающей местности. Одновременно выдвигается более общий вопрос о сравнимости результатов наблюдений за грозами, проводимых до сих пор бесприборным методом. Возможно, что встречающиеся в литературе расхождения и даже противоречия в отношении оценки влияния города на грозовую деятельность объясняется недостатками принятой бесприборной методики, требующей по крайней мере детального учета условий наблюдений в сравниваемых пунктах (который обычно, за редкими исключениями [2], отсутствовал).

Методические вопросы, связанные с другими недостатками бесприборных наблюдений, возникают также при исследовании цикличности грозовой активности. Проверка однородности рядов наблюдений с 1891 по 1983 г. показала, что в связи с переходом с 3-срочных на 4-срочные наблюдения можно использовать данные только начиная с 1936 г. Спектральный анализ данных о числе дней с грозой (T) за период с 1936 по 1983 г. не позволил выделить общие гармоники, соответствующие каким-либо временным циклам. На рис. 2 представлен график длительных изменений грозовой активности, построенный с использованием скользящих 5-летних средних значений T по данным наблюдений в Ленинграде (кривая 1), в его окрестностях на расстоянии 20 км (кривая 2), в Москве (кривая 3), Валдае (кривая 4) и Хвойной (кривая 5). Метеостанции Валдай и Хвойная находятся на расстоянии приблизительно 120 км друг от друга между Ленинградом и Москвой. Как видно из рис. 2, более или менее подобные кривые получаются для станций, расстояние между которыми не превышает 150 км, тогда как на расстояниях порядка 300 км (Ленинград — Хвойная, Ленинград — Валдай) уже проявляются существенные расхождения, а на расстоянии около 350 км, например в Москве и в Валдае, ход сглаженных значений T совершенно различен. Даже на самых малых расстояниях (около 20 км) кривые не вполне совпадают, однако частные расхождения можно в значительной степени отнести за счет недостатков бесприборной методики наблюдений, которые обсуждались выше. Поэтому уточнение предварительных оценок влияния индустриальной деятельности и больших городов на грозовую

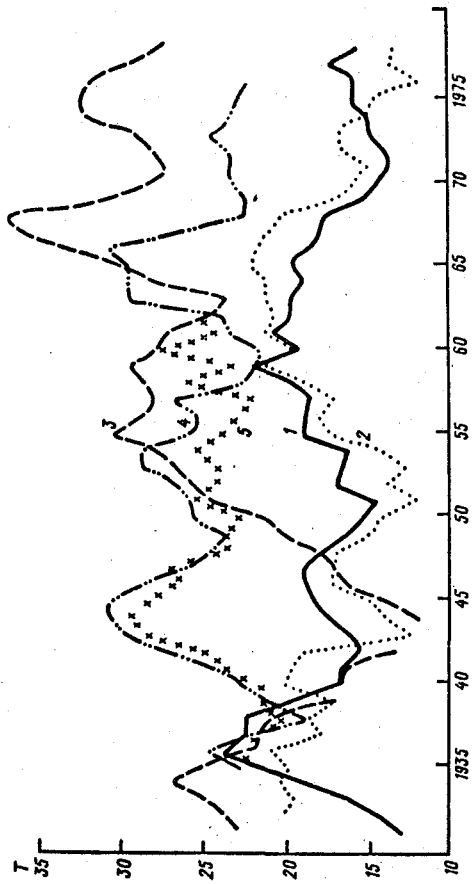


Рис. 2. Многолетние изменения числа дней с грозой Т.

активность может быть сделано только по данным инструментальных наблюдений в случае достаточного развития приборных методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б е л ь с к и й Н. И. Грозы 1 и 2 мая на юге Ленинградской области и в Карелии. — Метеорологический вестник, 1934, № 8—9, с. 254—257.
2. В и т о в с к и й В. А. Исследование удельной грозовой деятельности и поражаемости молниями торных районов Тянь-Шаня. Труды 1 Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 268—275.
3. К о л о к о л о в В. П., М о г и л а Л. Н. Влияние индустриальных центров на электричество облаков. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 91—93.
4. К о л о к о л о в В. П.; П а в л о в а Г. П., Ш е в ч е н к о К. Б. Особенности грозовой деятельности в Ленинградской области в 1978 г. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 27—33.
5. Л а н д с б е р г Г. Е. Климат города. — Л.: Гидрометеоздат, 1983, 248 с.
6. П о к р о в с к а я Т. В., Б ы ч к о в а А. Т. Климат Ленинграда и его окрестностей. — Л.: Гидрометеоздат, 1967, 180 с.

Т. В. Лободин

ОЧИСТКА АТМОСФЕРЫ ПРИ ГРОЗАХ

Известно, что большинство гроз сопровождается ливневыми дождями, а осадки очищают атмосферу /2, 3/. Было рассмотрено уменьшение содержания примесей сернистого газа и двуокиси азота, связанное с грозами. Для этого сопоставлялось содержание сернистого газа и двуокиси азота до грозы и через 1—2 ч после нее в Актюбинске, Киеве, Минске за период 1966—1970 гг. Анализ данных проводился за период май — август. Несмотря на значительные флуктуации изменений, в среднем для всех этих городов концентрации SO_2 и N_2O_5 после грозы уменьшились в 1,5 и в 1,4 раза соответственно. Таким образом, можно утверждать, что грозы существенно уменьшают количество примесей в атмосфере.

Электрическая проводимость воздуха, как известно, связана с концентрацией легких ионов и характеризует степень чистоты воздуха. В связи с этим были обработаны данные о величине электропроводности воздуха в ясную погоду за 2 ч до начала грозы и через 1 ч после ее окончания в пунктах Воейково, Одесса, Верхнее Дуброво, Иркутск, Душети и Свицер за период с 1973 по 1978 г. Отношение значения электропроводности воздуха после грозы к ее значению до начала грозы оказалось в среднем равным 1,35 в Воейково, Верхнем Дуброво,

Душети, Свидере и 1,44 в Иркутске и Одессе. Это говорит об очищении атмосферы во время грозы.

Как показано в работах /4, 5/, состояние живых организмов зависит от концентрации ионов меньше, чем от значения коэффициента униполярности. Избыток отрицательных ионов в определенных пределах усиливает окислительно-восстановительные процессы в организмах, и наоборот. Коэффициент униполярности, вычисленный по соотношению положительной и отрицательной электропроводности воздуха по данным наблюдений в Воейково в 1958–1980 г., уменьшается после грозы в среднем в 1,2 раза. Это может оказывать стимулирующее воздействие на живые организмы.

В работе /1/ приведены данные об изменении концентрации озона в грозовой период. Нормированная к моменту начала грозы концентрация озона увеличивается в период ее максимального развития примерно в 1,5 раза. Увеличение концентрации озона во время грозы также может способствовать усилению окислительно-восстановительных процессов в организмах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бритаев А. С., Фарапонова Г. П. Спектральное измерение атмосферных загрязнений в Останкине. — Труды ЦВГМО, 1978, вып. 11, с. 41–45.
2. Громова Т. Н., Унгерман Т. М. Изменение во времени химического состава атмосферных осадков в период проведения противоголовых работ. — Труды ГГО, 1983, вып. 469, с. 88–93.
3. Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. — Л.: Гидрометеиздат, 1979, 263 с.
4. Прюллер П. К., Раудам Э. И., Рейнет Я. Ю., Сийдре Э. К. Генерирование, физиологическое действие и терапевтическое применение электроаэрозолей. — Труды Лен. об-ва естествоиспытателей, Изд-во ЛГУ, 1963, т. 74, № 1, с. 100–104.
5. Сийдре Э. К. О некоторых физиологических показателях воздействия отрицательных и положительных аэроионов и гидроионов. — Труды Ин-та экспериментальной медицины АН Латв. ССР, 1959, вып. 20, с. 215–220.

Т. В. Лободин

К ВОПРОСУ ОБ УЩЕРБЕ, НАНОСИМОМ ГРОЗАМИ

Оценка причиняемого грозами ущерба для всего земного шара чрезвычайно сложна. По данным ВМО половина всех потерь, обусловленных грозами приходится на убытки от лесных пожаров, составляю-

щие в среднем 56 млн. долларов в год /2/, причем только на территории США убытки от пожаров, вызванных грозами, ежегодно составляют 10—12 млн. долларов /1/. Так как вероятность возникновения лесного пожара пропорциональна площади леса и числу наземных грозовых разрядов, то при средней плотности наземных разрядов для США 5 км^{-2} , величина убытков от лесных пожаров составляет в среднем 4 доллара на 1 км^2 леса. Учитывая плотность наземных разрядов для разных регионов, получим среднее значение убытков от вызванных грозами лесных пожаров, равное 1,5—2,0 доллара на 1 км^2 леса в год. По данным ФАО /2/, площадь лесов на земном шаре составляет около $4 \cdot 10^7 \text{ км}^2$. Таким образом, ущерб, причиненный лесными пожарами, вызванными грозами в целом составляет около 60—80 млн. долларов в год, что хорошо согласуется с данными ВМО.

В /2/ не приведены данные о гибели людей от гроз на земном шаре, хотя этот вид потерь должен был бы стоять на первом месте. В работе /1/ — приводятся статистические данные о поражениях людей молниями в различных странах. На основании приведенных в этих работах данных можно рассчитать число людей, ежегодно поражаемых молниями на земном шаре. При этом необходимо иметь в виду, что пересчет региональных данных на весь земной шар может носить лишь сугубо приближенный характер. При расчетах будем исходить из естественного допущения о пропорциональности числа поражений (С) числу людей (W) и числу грозовых разрядов (g) на данной площади. Тогда $C \approx \approx aWg$, где a — некоторый коэффициент. Приближенная оценка $a \approx \approx 2 \cdot 10^{-14}$ была получена по данным о численности населения, плотности грозовых разрядов и площади США, Англии и ФРГ. Интересно отметить, что при всей экзотичности такого явления, как поражение молниями людей, вероятностные оценки, полученные для разных стран удивлительно совпадают. Таким образом, на 300—400 тыс. людей на земном шаре приходится одно поражение молнией. Расчет числа поражений молниями людей за год для разных континентов приводит к следующему результату: Америка — 2200, Европа — 1500, Азия — 4000, Африка — 2000, Австралия — 40.

Таким образом, на всем земном шаре молнии ежегодно поражают около 10 000 человек. При этом в Азии примерно 85 % поражений людей молниями приходится на Китай и Индию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузовкин Б. А. Климат Соединенных Штатов Америки. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960, 103 с.
2. Информационное сообщение о материалах 7-й Сессии метеорологии и климатологии ВМО. Экспресс-информация. — Метеорология, Обнинск, 1978, вып. 5 (55), с. 20—25.

КАРТА СУММАРНОГО ЧИСЛА ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

В настоящее время при оценке грозовой деятельности широко используется такая характеристика, как число дней с грозой /1/. Более информативными являются данные о продолжительности гроз /4, 6/. Однако наибольшую ценность представляют данные о числе грозовых разрядов на единицу земной поверхности.

При этом для различных отраслей народного хозяйства требуются данные о разных типах разрядов. Сведения о суммарном числе разрядов необходимы для радиотехники и авиации. Данные о величине наземных разрядов необходимы для электроэнергетики, лесного и сельского хозяйства, для производства взрывных работ и т. д.

Разрядная деятельность гроз на территории СССР в 50-х годах нашего столетия определялась по наблюдениям радиогониометрической сети. Грозовая деятельность оценивалась числом очагов гроз в грозовой сезон /7/. Число грозовых очагов характеризовало качественную картину пространственно-временного распределения гроз, но не давало возможности перейти к плотности числа грозовых разрядов. Развитие наблюдений с помощью счетчиков молний различных типов /5, 10/ позволило получить первичный материал по числу грозовых разрядов для территории СССР /2/.

Для построения карт числа грозовых разрядов была выявлена связь между средним числом разрядов на 1 км^2 (N_{Σ}) и средней за год продолжительностью гроз (Π) в часах. В настоящее время накоплен обширный материал наблюдений за числом грозовых разрядов при помощи счетчиков молний CJGRE /11/, а также обобщены данные по ударам молний в линии электропередач для территории США, Англии, ФРГ, Чехословакии, Зимбабве /8, 9/. Эти данные в совокупности с данными наблюдений за разрядной деятельностью при помощи счетчиков молний ПРГ-15 /5/ на 11 станциях СССР, где они проводились с 1960 по 1983 г. при продолжительности отдельных рядов от 3 до 24 лет, позволили выяснить общие соотношения Π и N_{Σ} . В качестве корреляционной пары брались средние за год значения числа грозовых разрядов и продолжительности гроз; число таких пар составило 144. Уравнение регрессии, связывающее суммарное число грозовых разрядов N_{Σ} на 1 км^2 со средней за год продолжительностью гроз Π для значений $\Pi \leq 50$ ч, имеет следующий вид:

$$N_{\Sigma} = (0,09\Pi_c) \Pi^{0,4}, \quad (1)$$

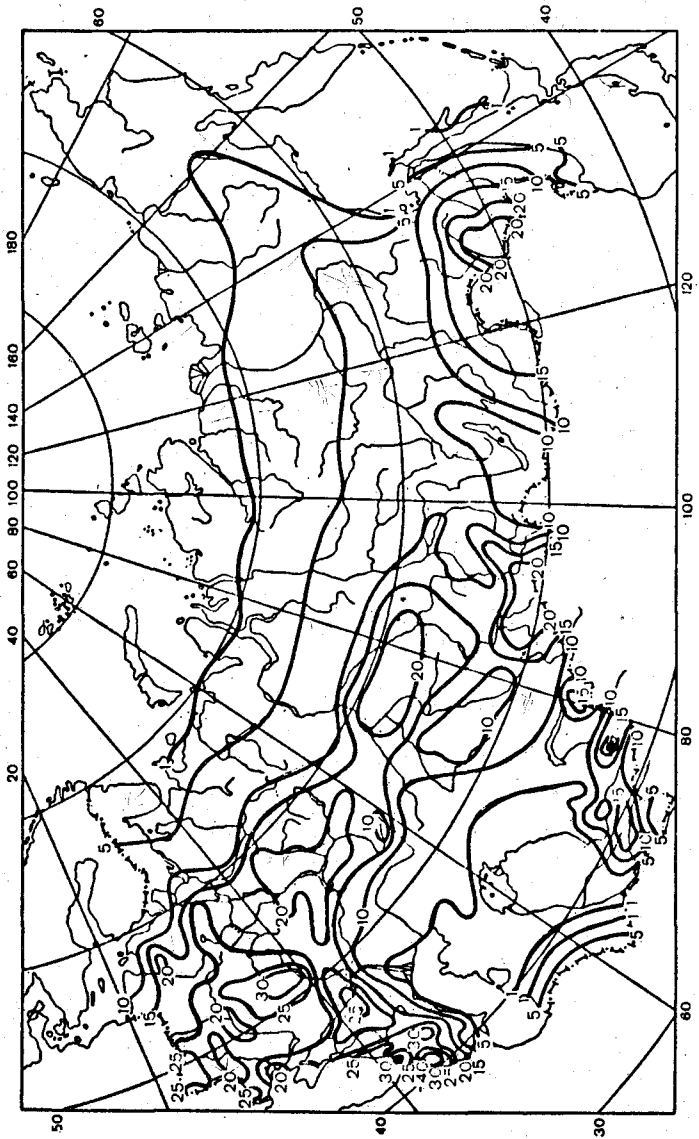
а для $\Pi > 50$ ч

$$N_{\Sigma} = (0,65P_c) P^{-0,2}, \quad (2)$$

де P_c — средняя многолетняя продолжительность гроз в данном пункте за год. Эти соотношения сопоставлялись с данными наблюдений а числом грозовых разрядов при помощи счетчиков молний CJGRE на 4 континентах, а также с данными Гоулда по ударам молний в линии электропередач /9/. Основная причина сильного разброса точек, полученного Попаланским /11/, была связана с некорректным сопоставлением пар N_{Σ_i} и P_i за каждый год. В связи с тем что показатель степени связи $N = N(T)$ больше показателя степени P в уравнении (1), простое сопоставление годовых пар N и T может приводить к разбросу 200—300 %. В работе /3/ был построен макет карты суммарного числа розовых разрядов для земного шара по данным ВМО о числе дней с грозой /12/. В настоящей работе проведена дальнейшая детализация данных о числе разрядов для территории СССР по значительно большему числу станций. Поэтому наблюдается некоторое различие в данных о числе разрядов, приведенных ранее и в настоящей работе.

При подготовке карты числа разрядов значения продолжительности роз брались из работ /4, 6/, в которых использованы данные около 500 станций СССР за период с 1936 по 1978 г. Карта общего числа розовых разрядов N_{Σ} для территории СССР приведена на рис. 1. Отметим особенности распределения N_{Σ} . Общее число грозовых разрядов имеет тенденцию к увеличению с севера на юг и с востока на запад, однако зависимость разрядной деятельности от особенностей физико-географических условий нередко нарушает эту закономерность. Так, если для зон 20—45° в. д. и 100—130° в. д. характерным является монотонное увеличение числа разрядов с севера на юг, то для зон 15—100° в. д. наблюдается максимум числа разрядов в широтном поясе 50—60° с. ш. в районе Приволжской возвышенности, Общего Сырта и Среднего Урала. Здесь плотность общего числа разрядов достигает 15—20 ($\text{км}^2 \cdot \text{год}$)⁻¹. К северу и югу от этого пояса разрядная деятельность уменьшается до 1 разряда на 1 км^2 в год в районах Болшеземельной, Малоземельной тундры и в Каракумах.

Характеризуя распределение общего числа грозовых разрядов на территории СССР, следует отметить следующие основные закономерности. Число разрядов, число дней с грозой, средняя за год продолжительность гроз и длительность отдельных гроз двояким образом зависят от высоты места наблюдений. Небольшие возвышенности и даже опушки лесов, усиливая динамическую турбулентность, способствуют усилению грозовой деятельности. Наибольший градиент грозовой деятельности наблюдается в интервале высот 20—200 м. Максимальная величина грозовой активности наблюдается в горных районах на высоте 1400—1600 м. При дальнейшем увеличении высоты вследствие понижения температуры и уменьшения влажности воздуха грозовая деятель-



Фиг. 1. Распределение суммарного числа грозových разрядов на 1 км² в год.

ность уменьшается, приближаясь на высотах 3–4 км к значениям, наблюдаемым на равнине.

Районы Восточно-Европейской равнины и Западно-Сибирской низменности характеризуются значениями $N_{\Sigma} = 10 \dots 20$ ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$). Пониженная грозовая деятельность наблюдается в Прикаспийской и Туранской низменностях, для которых $N_{\Sigma} = 1 \dots 5$ ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$).

Районы Валдайской, Смоленско-Московской, Средне-Русской, Воыно-Подольской, Приднепровской, Приволжской возвышенностей, Общего Сырта характеризуются значениями общего числа разрядов, равными 20 ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$). В предгорьях Восточных Карпат общее число разрядов достигает 25 ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$), в горных районах Причерноморья, Малого Кавказа, Аджаро-Имеритинского и Зангезурского хребтов $25 \dots 30$ ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$). Горные районы Алая, Алтая, Тянь-Шаня, Станового и Бурейнского хребтов и западная часть Сихоте-Алиня характеризуются значениями $N_{\Sigma} = 15 \dots 20$ ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$).

Минимальная грозовая деятельность наблюдается в пустынях Каракумы и Кызылкум, для которых $N_{\Sigma} = 1 \dots 3$ ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$). При этом минимум наблюдается в центральной части Каракум, где $N_{\Sigma} = 1$ ($\text{км}^2 \cdot \text{год}^{-1}$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркалова К. Н. Грозовая деятельность в северном полушарии в 1963 г. —Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 39–41.
2. Колоколов В. П. Методика составления карт грозовых разрядов. —Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 23–30.
3. Лободин Т. В. Распределение суммарного числа разрядов на земном шаре. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 44–46.
4. Лободин Т. В. Продолжительность гроз на территории СССР. —Метеорология и гидрология, 1973, № 2, с. 106–110.
5. Лызар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 58–62.
6. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередач. —Труды ВНИИЭ, 1964, вып. 19, т. 3, с. 1–24.
7. Соловьев В. А. Пространственно-временные характеристики грозовой активности по данным пеленгования атмосфериков. — Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 52–61.
8. Brooks C. E. P. Climate in everyday life. — London, 1950, 314 p.
9. Goldie R. H. Gas discharge and electricity supply industry. Butterworths, 1962, p. 174–175.
10. Goldie R. H. A lightning flash counter. — Elect. Eng., 1966, v: 38, p. 164–168.
11. Popolansky F. Correlation between the number of lightning flashes and thunderstorm days. A report presented at the CIGRE meeting in Copenhagen, 1967, June 22–23, 17 p.

Т. В. Лободин

ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНОГО ЧИСЛА ДНЕЙ С ГРОЗОЙ И СУММАРНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ГРОЗ

Для большого числа прикладных задач, таких, например, как защита линий электропередач от ударов молний, необходимо знать максимальное годовое значение числа дней с грозой T , максимальное значение продолжительности гроз P и числа грозовых разрядов в определенных районах. В связи с этим возникает необходимость построения карт максимальных годовых значений T и P для различных районов и континентов земного шара.

Для выбора максимальных значений T и P можно воспользоваться значениями экстремумов, взятыми из соответствующих номограмм. Однако годовые значения продолжительности гроз и числа дней с грозой, соответствующие обеспеченностям $P = 1\%$ и $P = 0,1\%$, наблюдаются один раз в сто и тысячу лет. Поэтому они мало приемлемы для практических расчетов. Обычно в качестве максимального значения какого-нибудь параметра используют его значение, соответствующее обеспеченностям 5 и 10%. Это означает, что можно ожидать превышение полученного значения исследуемого параметра не более одного раза в 10–20 лет.

В настоящей работе для построения карты максимальных значений T , встречающихся один раз в 20 лет, была использована самая последняя карта средних значений числа дней с грозой на территории СССР /3/. Были также построены номограммы для расчета числа дней с грозой различной обеспеченности, по которым определялись максимальные значения T_5 соответствующие обеспеченности $P = 5\%$.

Карта T_5 для территории СССР приведена на рис. 1. Из рис. 1 видно, что изолиния $T_5 = 10$ дней проходит по средней части Кольского полуострова, огибает с севера Большеземельскую тундру и с юга — Обскую губу, проходит по границе Северо-Сибирской низменности и Среднесибирского плоскогорья, а также по северному краю Верхоянского и Черского хребтов, поворачивает около реки Анадырь к северо-западному побережью Охотского моря и заканчивается на юго-восточном побережье острова Сахалин. Эта же изолиния окаймляет Каракумы.

Изолиния $T_5 = 20$ дней начинается на побережье Балтийского моря, проходит по широте $60-64^\circ$ с. ш. Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, а также Среднесибирского плоскогорья, окаймляя с запада Сихоте-Алинь. В южной части страны изолиния $T_5 = 20$ дней окаймляет с севера и запада побережье Каспийского моря, проходит

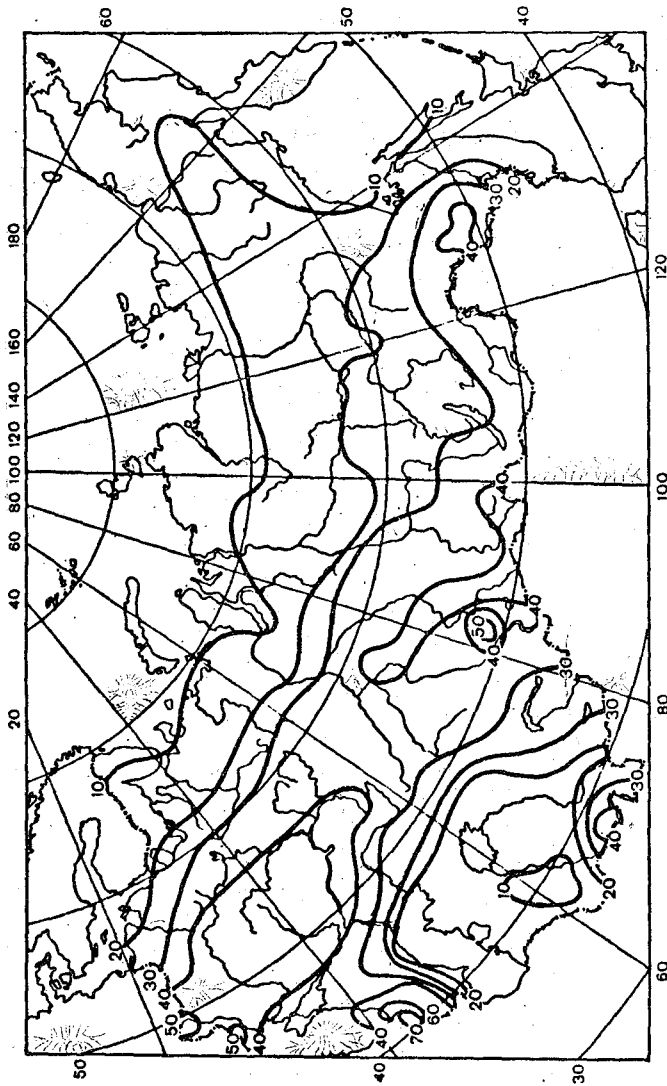


Рис. 1. Распределение максимального годового числа дней с грозой, наблюдающегося один раз в 20 лет.

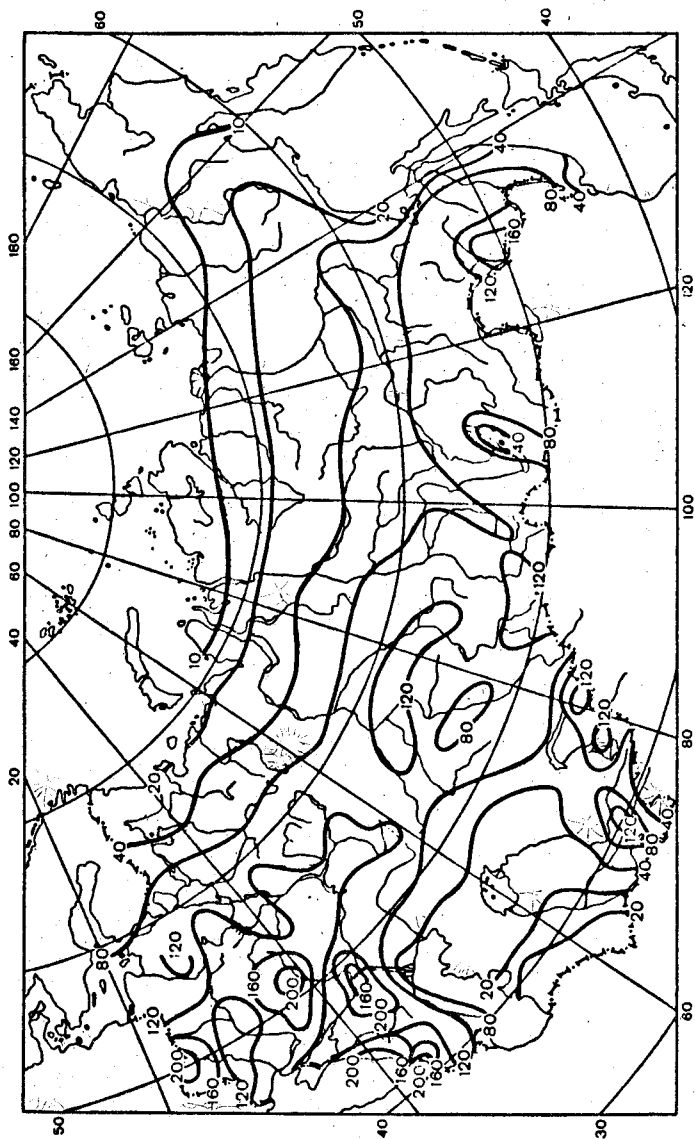


Рис. 2. Распределения максимальной годовой продолжительности гроз P_m (ч), встречающейся один раз в 20 лет.

ю северу Туранской низменности и заканчивается у юго-западной границы Тянь-Шаня. Другая изолиния $T_5 = 20$ дней проходит по северу Заалайского и Заревшанского хребтов.

Изолинии $T_5 = 30 \dots 40$ дней охватывают обширные районы центральной части ЕТС, юга Сибири и Дальнего Востока. Значения $T_5 = 50 \dots 70$ дней наблюдаются в Закарпатье и на Кавказе. Максимальные значения $T_5 = 100$ дней наблюдаются в Армянском нагорье (районы Тенинакана, Калинино и Степанавана).

Для построения карты максимальных значений годовой продолжительности гроз для территории СССР были использованы карты продолжительности гроз /1, 2/, а также номограммы для расчета П различных обеспеченностей /2/. Распределение максимальной годовой продолжительности гроз P_M для территории СССР, превышающие в 95 % лучаев наблюдаемые в природе значения годовой продолжительности гроз, приведены на рис. 2. Из рис. 2 видно, что максимальные годовые значения P_M , наблюдаемые один раз в 20 лет, распределены по территории СССР следующим образом. Изолиния $P_M = 10$ ч проходит по северной части Большеземельской тундры и Северо-Сибирской низменности, изгибает северные отроги Верхоянского и Черского хребтов и заканчивается у берегов залива Шелехова. Границе Северного полярного круга соответствуют значения $P_M = 30$ ч. В районах центральной части нашей страны, лежащих между 50 и 60° с. ш., продолжительность гроз достигает $P_M = 80 \dots 100$ ч. В юго-западной части Казахстана, на территории Узбекской и Туркменской ССР величина P_M находится в пределах $P_M = 20 \dots 40$ ч.

В наиболее грозоопасных районах Советского Союза максимальная годовая продолжительность гроз превышает 200 ч в год. На рис. 1 и рис. 2 приведены значения P_5 и T_5 для территории СССР. Для того чтобы иметь представление о значениях Т и П, наблюдающихся один раз в 10 лет (T_{10} и P_{10}), а также о максимальных значениях T_{max} и P_{max} в табл. 1 указанные величины сопоставляются со средними годовыми значениями T_c и P_c . Максимальные значения T_{max} и P_{max} в 1,5–10 раз превышают их средние значения, а различие между максимальными значениями T_{max} , V_{max} и значениями T_5 и P_5 редко превышает 25 %.

Таблица

Сопоставление Т (дней) и П (ч) различных обеспеченностей

T_c	T_{10}	T_5	T_{max}	P_c	P_{10}	P_5	P_{max}
1	2	4	5	1	5	8	10
5	11	14	17	5	21	36	42
10	16	18	22	10	30	42	51

T_c	T_{10}	T_5	T_{max}	P_c	P_{10}	P_5	P_{max}
20	25	28	34	20	50	62	82
30	37	40	46	40	78	96	112
40	50	53	61	60	110	130	160
50	62	66	72	80	136	162	190
60	74	80	92	100	170	200	240
70	84	96	108	150	230	280	310
				200	310	370	420

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев А. Н., Носова А. М. Продолжительность гроз на территории СССР. — Труды ГГО, вып. 441, с. 198.
2. Лободин Т. В. Продолжительность гроз на территории СССР. — Метеорология и гидрология, 1973, № 2, с. 106—110.
3. Пеньков А. П. Климатические характеристики гроз на территории СССР. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1976, вып. 34, с. 24—33.

И. М. Легашов

ГРОВОВАЯ АКТИВНОСТЬ В КАРИБСКОМ
И САРГАССОВОМ МОРЯХ ВЕСНОЙ 1983 г.

В феврале — апреле 1983 г. в Атлантическом океане проводился эксперимент по инструментальному изучению грозовой активности с помощью панорамного регистратора гроз, разработанного в ГГО им. А. И. Воейкова /1, 2/. Предварительный опыт использования регистратора зимой 1982 г. в Средиземном море показал целесообразность применения для определения характеристик ближних гроз имеющегося ограничителя дальности обнаружения грозových очагов до 200 км с параллельной регистрацией атмосфериков по второму каналу /1, 2/ с выключенным ограничителем для определения характеристик фоновой обстановки. Такой выбор обуславливался спецификой морских наблюдений — очень ограниченной информацией о грозах. Эксплуатация прибора показала возможность использования его для исследовательских работ в океане. Прибор надежен в работе и прост в обращении. Единственным недостатком следует считать значительный размер рамочных антенн.

В данной работе рассматриваются два исследуемых района: северная часть Карибского моря (КМ) и южная часть Саргассова моря (СМ)

а также попутные маршрутные наблюдения от Бискайского залива до СМ.

Попутные наблюдения проходили с 11 по 20 февраля в различной синоптической обстановке. Грозовая деятельность на пути следования характеризовалась внутримассовыми и фронтальными грозами. Очень продолжительные внутримассовые грозы отмечались 11—14 февраля. Они были вызваны устойчивым переносом влажного воздуха с севера на юг, обусловленным наличием над Западной Европой малоподвижного циклона. Данные панорамного регистратора подтверждались визуальными наблюдениями в темное время суток, как по азимутальному распределению атмосфериков, так и по интенсивности. Далее на переходе грозовая активность была связана с фронтальными грозами, в том числе с наиболее продолжительной и интенсивной грозой на холодном фронте с 17 по 18 февраля.

О грозовой активности районов СМ и КМ известно немного и судить о ней можно лишь по мировым картам распределения числа грозовых разрядов или числа дней с грозой. По данным работы /3/ для акватории СМ в среднем в год характерно от 10 до 50 разрядов на 1 км^2 , а для района КМ 50—100 разрядов на 1 км^2 . Если же посмотреть карту распределения числа дней с грозой /4/, то на вышеназванные районы в феврале — апреле в среднем приходится от 5 до 10 дней с грозой. По данным проведенных наблюдений за 54 дня с 21 февраля по 24 апреля в районе КМ было отмечено 11 гроз, а в районе СМ — 20 гроз.

Результаты наблюдений представлены в сжатом виде в табл. 1, где указан тип гроз (X — на холодном фронте, Т — на теплом фронте, М — внутримассовые грозы), число разрядов, зарегистрированных каналом с включенным ограничителем дальности обнаружения (g_1) и каналом с выключенным ограничителем (g_2), а также продолжительность гроз в часах (П), определявшаяся по записям канала с ограничителем. В таблице также представлены суммарные данные для гроз различного типа ΣX, ΣТ, ΣМ.

Как видно из таблицы, районы СМ и КМ, удаленные друг от друга на 800—1000 км, различаются по грозовой активности. Это различие можно объяснить тем, что в районы КМ в обеих зонах приема панорамного регистратора сказывается влияние суши, в то время как в районе СМ это влияние имеет место только в радиусе $R \geq 500 \text{ км}$. На грозовой активности района СМ в этом радиусе сказывается влияние азорского антициклона или его второго центра.

Суточный ход числа принятых атмосфериков (g_1, g_2) характеризуется данными, приведенными в табл. 2, где t — часы по местному времени. В районе СМ фоновые значения (g_2) хорошо отражают сезонные изменения суточного хода грозовой активности (см. табл. 2). Ночной максимум в феврале постепенно переходит в дневной к апрелю. В районе КМ наблюдений в феврале не было, а в марте и апреле суточные изменения фонового количества атмосфериков (g_2) пример-

Таблица 1

**Сравнение результатов наблюдений за грозовой активностью
в Саргассовом и Карибском морях**

СМ					КМ				
Дата	Тип	g ₁	g ₂	П	Дата	Тип	g ₁	g ₂	П
21.02	X	593	1274	15	9.03	X	46	67	1,5
24.02	M	42	124	8	9.03	X	18	105	2
26.02	X	53	166	2	11-12.03	M	1068	2011	22,5
27.02	M	40	75	5	12-13.03	M	667	1465	18
17.03	T	94	170	6	13-14.03	M	205	968	19
18-19.03	X	867	2028	30	14-15.03	M	157	509	11,5
20-21.03.	M	95	181	7	6-7.04	M	18	69	5
22-23.03	M	134	310	10	7-8.04	M	177	517	19
25-26.03	M	432	994	26,5	13.04	M	32	87	6
4-5.04	T	188	388	17	13-14.04	M	105	251	11
18-19.04	X	292	708	11,5					
19-20.04	X	242	610	10,5					
23-24.04	M	83	410	10,5					
	ΣX	2046	4786	69		Σx	54	172	3,5
	ΣT	282	478	23		ΣT	-	-	-
	ΣM	826	2094	67		ΣM	2428	5877	112

но соответствуют друг другу и имеют два максимума и два минимума. В радиусе до 200 км суточный ход атмосфериков в апреле имеет сглаженный характер с небольшой амплитудой и одним максимумом в ночное время. Среднечасовой суточный ход атмосфериков за все время наблюдений (54 дня) в обоих районах резко выражен в ближней зоне до 200 км с ночным максимумом около полуночи по местному времени и дневным минимумом в 12-14 ч. По фоновым данным (g₂) для всех дней наблюдений в районах СМ и КМ отмечаются два максимума и два минимума.

Следует отметить, что в период наблюдений в СМ и КМ преобладали внутримассовые грозы как по количеству, так и по продолжительности, а наибольшая интенсивность гроз отмечалась на холодных фронтах. Грозовая деятельность в обоих районах была тесным образом связана с синоптической обстановкой. Азимутальное распределение атмосфериков наиболее четко можно было проследить в СМ в период стоянки судна в одной точке с 16 по 27 марта. Наибольшее количество атмосфериков наблюдалось в западном и юго-западном направлениях (рис. 1) и было связано с подходом холодных фронтов. В периоды приближения холодных фронтов панорамный регистратор фиксировал атмосферика в западном направлении (т. е. с той стороны, откуда они двигались) с переходом на юго-западное направление вдоль наибольше-

Таблица 2

**Суточный ход грозовой активности по данным наблюдений
в отдельные месяцы (февраль, март, апрель)**

t ч	СМ						КМ			
	g ₁			g ₂			g ₁		g ₂	
	II	III	IV	II	III	IV	III	IV	III	IV
0-1	13	11	15	27	28	26	17	5	32	13
1-2	12	11	9	23	23	19	17	4	32	9
2-3	15	11	12	24	24	27	17	2	26	10
3-4	15	11	10	21	23	25	9	3	23	13
4-5	13	8	7	22	19	20	7	2	14	10
5-6	11	9	6	22	20	25	6	3	16	10
6-7	9	7	13	29	24	25	7	3	14	11
7-8	13	6	2	21	26	20	7	2	25	16
8-9	2	6	0	24	22	16	7	2	28	13
9-10	1	5	0	26	23	26	4	1	23	7
10-14	2	3	0	27	22	33	2	2	14	11
11-12	1	4	2	17	17	25	7	2	22	8
12-13	1	3	6	16	17	33	1	1	24	11
13-14	1	4	11	11	19	64	2	2	24	16
14-15	0	6	5	14	19	44	2	2	24	17
15-16	0	7	4	16	20	35	3	2	20	18
16-17	0	7	2	12	21	40	8	2	29	22
17-18	1	6	2	12	19	34	4	2	28	18
18-19	0	9	2	13	24	36	5	2	29	22
19-20	1	9	4	8	24	43	6	2	30	28
20-21	2	8	10	9	17	24	8	1	31	24
21-22	3	11	16	5	20	24	11	7	37	27
22-23	1	10	13	22	25	25	19	6	43	23
23-24	5	14	11	25	27	25	16	4	46	18

го протяжения холодного фронта. При дальнейшем продвижении фронтов к востоку от пункта наблюдений грозовая активность, как правило, очень быстро уменьшалась, резкая активизация фронтальной грозовой деятельности западнее и юго-западнее данного пункта наиболее естественно объясняется влиянием теплого Антилского течения.

Необходимо также отметить, что преобладание внутримассовых гроз в течение всего периода наблюдений в обоих районах произошло

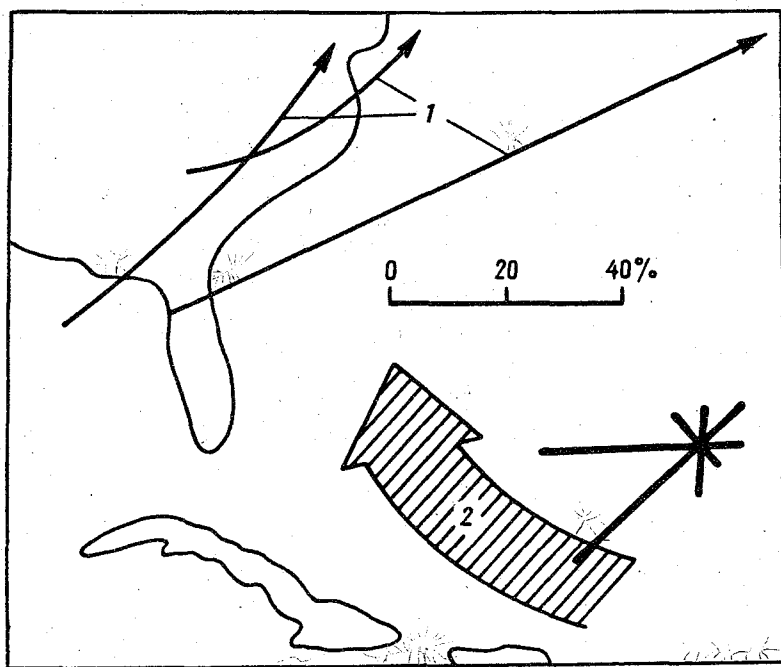


Рис. 1. Роза относительного числа атмосфериков, генерируемых близкими грозами, обнаруживаемыми в радиусе до 200 км, полученная при стоянке с 16 по 27 марта.

1 — пути движения центров циклонов, 2 — теплое Антильское течение

в основном за счет района КМ. Это скорее всего связано с тем, что холодные фронты проходили главным образом севернее района КМ. Грозовая активность района КМ, таким образом, чаще всего была обусловлена внутримассовыми грозами, связанными с переносом влажных воздушных масс со стороны Мексиканского залива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И н ь к о в Б. К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры в панорамном регистраторе близких гроз. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 3—17.
2. И н ь к о в Б. К. Устройство для регистрации близких гроз. Авт. свид. СССР № 619880, — В кн. : Бюлл. изобр. и откр., 1978, № 30.
3. Л о б о д и н Т. В. Распределение суммарного числа разрядов на земном шаре. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 44—46.
4. W o r l d distribution of thunderstorm days. — WMO/OMM N 21, TP 6 and 21. Geneve, 1953 and 1956.

Б. А. Белов, С. Б. Гашина, Б. Ф. Евтеев,
И. И. Камалдина, Г. Г. Корниенко

КОМПЛЕКСНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ В РАЙОНЕ СУХУМИ

Исследования условий поражения самолетов молниями показали, что около 30 % из них происходят в облаках слоистых форм, чаще всего в Ns и Sc /1/. Предполагается, что электрический разряд в этих облаках происходит, если самолет попадает в зону облака достаточных размеров, в которой средняя напряженность электрического поля достигает значений порядка 10^3 В/см. Если при этом и заряд самолета возрастает настолько, что у концов его заостренных частей напряженность электрического поля достигает значений порядка 10^4 В/см, то возникает электрический разряд, который распространяется, питаясь энергией, запасенной в облаке. Таким образом, провоцирует разряд самолет, но и само облако должно быть в достаточной мере электрически активно /2—4/.

Физические условия образования электрически активных зон в облаках слоистых форм, особенности их электрического строения, пространственно-временные характеристики мало изучены. Известна лишь работа /5/, в которой анализируется случай поражения самолета-лаборатории ГГО Ил-14 атмосферно-электрическим разрядом в облаках типа Ns.

Отсутствие четких представлений о физических условиях образования электрически активных зон в облаках слоистых форм затрудняет создание методов прогноза и диагноза этого явления. Статистическая обработка метеоинформации, характеризующей условия полета в момент поражения самолетов молниями, выполненная в Гидрометцентре СССР привела к появлению первого метода прогноза опасных электрических зон в облаках слоистых форм. Этот метод с теоретической вероятностью около 80 % позволяет предсказать или диагностировать возможное наличие в данной облачной системе электрически активных зон. В то же время практика полетов воздушных судов требует точно-го определения пространственного положения опасных электрических зон в данной облачной системе для безопасного их обхода.

В Главной геофизической обсерватории в 1982—1983 гг. проводились комплексные экспериментальные исследования электрически активных зон в облаках слоистых форм и возможности их идентификации с помощью метеорологических радиолокаторов. Основные результаты этих исследований изложены в настоящей работе.

1. Методика исследования

В феврале—марте 1983 г. в районе аэропорта Сухуми были проведены комплексные исследования облаков слоистых форм. В про-

грамму работы входило синхронное измерение характеристик облачных систем с помощью самолета-лаборатории ГГО Ил-14 и метеорологического радиолокатора аэропорта Сухуми. На самолете производились измерения ряда метеорологических характеристик атмосферы (температуры, давления, относительной влажности) самолетным метеорографом, а также визуальные наблюдения за верхней и нижней границами облаков, их фазовым состоянием; болтанка самолета оценивалась по трем градациям интенсивности (слабая, умеренная, сильная); водность измерялась методом взятия проб на фильтровальную бумагу. С помощью прибора для определения напряженности электрического поля (ПНП) осуществлялись измерения составляющих вектора напряженности электрического поля и заряда самолета.

На МРЛ перед началом работы производилась обзорная съемка поля облачности с индикатора кругового обзора, съемка поля отражаемости и поля высот радиозеха. Во время совместной работы с самолета азимутом на самолет снималось поле отражаемости облаков с индикатора дальность — высота. Работа производилась в радиусе не более 50 км от МРЛ.

2. Аэросиноптическая обстановка в районе Сухуми в период проведения комплексных экспериментов.

Общая характеристика исследованных облаков

Районы проведения работ (Черноморское побережье Кавказа, база — аэропорт Сухуми) является районом, где по данным статистики наблюдается наиболее частая поражаемость самолетов молниями, причем наибольшее число поражений отмечается ранней весной и поздней осенью (январь—февраль, октябрь—ноябрь). Ниже приводится аэросиноптическая обстановка в дни измерений и общая характеристика исследованных облаков.

13 февраля. Погода в районе Сухуми в этот день определялась прохождением фронта окклюзии. Наблюдались слоисто-дождевые облака 10 баллов, дождь, температура у земли 7—8 °С, влажность 100 %. Исследовалась облачная система Ns — As, дающая у земли умеренные осадки. Нижняя граница (НГ) Ns, расположенная на высоте 1470 м, характеризовалась бортаэрологом как неровная; местами клочья облаков опускались на 200 м ниже общего уровня нижней границы. Над морем на уровне 300—600 м наблюдались Fgpb. Весьма неровная верхняя граница (ВГ) Ns, отмеченная на высоте 3350 м, местами поднималась до 4000 м. Выше слоя Ns располагался слой As с неровной верхней границей на уровне 5200 м. Осадков из As не наблюдалось. Нулевая изотерма располагалась на высоте 1700 м. Фазовое состояние облаков Ns отличалось неоднородностью по горизонтали. В южной части облачной системы на высотах около 2500 м отмечалась кристаллическая структура, в западной ее части на высотах около 3000 м — смешанная структура. Водность на этих высотах в периферийных зонах облака достигала значений 0,30 г/м³. В зонах с макси-

мальными полями измерений влажности выполнить не удалось. Полет в облаках был спокойным. Описываемая облачная система развивалась в сугубо устойчивой воздушной массе. Отрицательная энергия неустойчивости по данным радиозондирования за 09 ч наблюдалась от уровня конденсации до высоты тропопаузы. Стратификация в самой облачной массе по данным измерений метеорографом самолета-лаборатории Ил-14 в 10 ч 24 мин также была устойчивой. Во всем облачном слое относительная влажность составляла около 100 %.

На рис. 1 представлена карта МРЛ за соответствующий срок. На ней показано поле отражаемости облаков, исследованных в комплексном эксперименте, в различные периоды времени. Значения измеренной отражаемости в первом слое, по которым рассчитывается интенсивность выпадающих осадков, указывали на наличие ливневого дождя умеренной интенсивности. Общая высота радиозеха достигала 5 км. Зона радиозеха распространялась до 135 км, причем колебания высоты радиозеха по принятой ранее методике классификации облаков принуждают говорить о наличии Сб внутри этой облачной системы. Сопоставляя данные визуальных наблюдений бортозолога о характере облачности, данные о стратификации атмосферы с данными МРЛ, нетрудно заметить их противоречивость — первые оценивают облачность как слоистую, вторые — как слоистую, в массе которой наблюдались замаскированные Сб. Эта противоречивость оценок требует для ее разрешения привлечения дополнительного материала и специального обсуждения.

7 марта. Погода в Сухуми в этот день определялась северо-западной частью гребня антициклона, расположенного на юге Армении. Утром и днем наблюдался умеренный ветер юго-восточной четверти, температура воздуха у земли составляла утром около 1°C , днем около 4°C . Исследовались облака Ns внутримассового происхождения, обусловленного местными орографическими условиями и особенностями подстилающей поверхности. Описываемая облачная система исследовалась утром с 9 ч 22 мин до 11 ч 38 мин и днем с 15 ч 15 мин до 17 ч 26 мин. Нижняя граница Ns находилась на уровне 1150 м, температура на этой высоте составляла $-7,5^{\circ}\text{C}$. Облачная масса была слоистой, неплотной, так что при спуске начиная с высоты 1500 м просматривалась земля. Над слоем Ns наблюдались As с НГ примерно 3100 м, также многослойные. Относительная влажность в облаках колебалась от 70 до 90 %. Из As выпадали осадки в виде кристаллов в нижележащие слои. Фазовое состояние Ns было преимущественно кристаллическим. Временами отмечалось очень слабое обледенение в виде матового кристаллического налета. Влажность вблизи НГ Ns колебалась от 0,12 до $0,23\text{ г/м}^3$. На высотах же 2–2,5 км пробы влажности взять не удавалось, что свидетельствовало об отсутствии жидкой фазы на этих высотах. Полет в облаках был спокойным. Облачная система развивалась и существовала в условиях глубоко устойчивой атмосферы, о чем свиде-

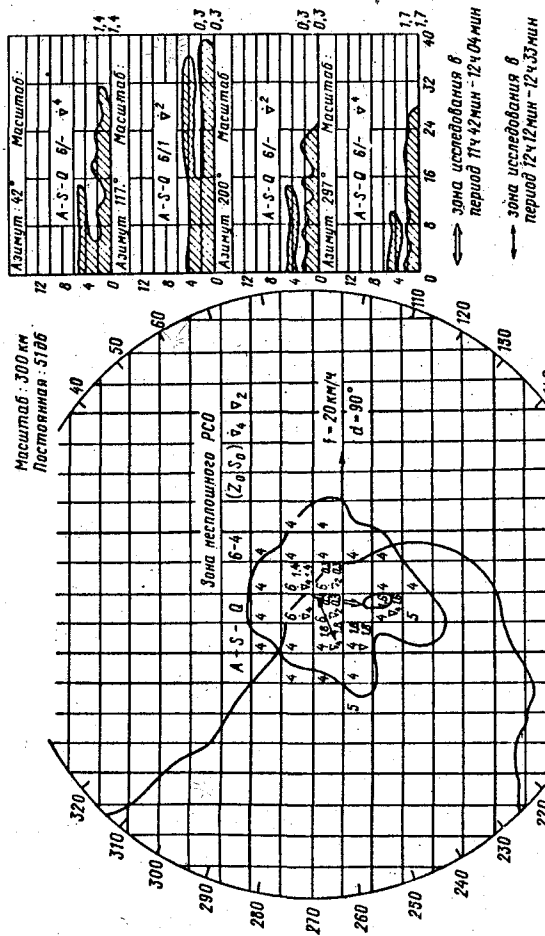


Рис. 1. Карта радиолокационной информации о поле исследуемых облаков за 11 ч 50 мин 13 февраля 1983 г.

льствовали данные радиозондирования в Сухуми за 9 ч. В облачных слоях градиенты температуры довольно сильно изменялись с высотой, однако почти на всех высотах были значительно меньше влажноадиабатического.

На рис. 2 и 3 представлены карты радиолокационной информации об исследованных облаках, которые подтверждают характеристику облака, полученную визуально и на основе описанных выше измерений. На первой из этих карт видна зона радиоэха слоистых облаков нижнего среднего яруса, занимающая ограниченную площадь. Вторая карта показывает, что облака нижнего яруса, из которых, согласно измеренным значениям $I_g z$, выпадал снег слабой интенсивности, рассеиваются, вертикальная плотность облаков среднего яруса увеличивается по сравнению с предыдущим сроком.

8 марта. Район Сухуми в этот день находился в периферийной тыловой части циклона в области значительного роста давления за основным олодным фронтом. Температура у земли в 15 ч составляла $4,1^{\circ}C$, ветер юго-западный 12 м/с. В этот день в период с 9 ч 07 мин до 10 ч 2 мин исследовались облака $Ns - As$ большой вертикальной мощности с высотой НГ 430 м и высотой ВГ более 7 км. С земли они выглядели сплошным облачным покровом. На вьюотах 200–400 м отмечались $F_{rn}b$. Наблюдался умеренный дождь ливневого характера. Облака были однородные, спокойные, только на удалении свыше 30 км в горону моря отмечалась умеренная болтанка. Водность в нижней части облака колебалась от 0,6 до $1,2 \text{ г/м}^3$, влажность в облаке составляла около 100%. В нижней части облако было смешанным, наблюдалось мерное облечение самолета. Стратификация атмосферы по данным местного зонда и самолетного метеорографа была устойчивой. Радиолокационная карта за соответствующий срок представлена на ис. 4. На ИДВ во всех направлениях отмечается радиоэхо слоисто-дождевых облаков от земли (что свидетельствует о наличии обложных садков) до высоты 5 км в азимутах 42° , 117° , 297° и до высоты 7 км в направлении 200° . По мере удаления от пункта наблюдения высота Г убывает как на ИКО, так и на ИДВ, что является характерным признаком слоисто-дождевой облачности. Введение аттенюации не оказало влияния в массе Ns кучево-дождевых облаков. Подтверждением этого является небольшой радиус распространения радиоэха на ИКО.

3. Электрические и радиолокационные характеристики исследованных облаков

Особенностью представленных ниже данных является то, что они относятся к облакам $Ns - As$, различным по фазовому состоянию и другим характеристикам. Это обстоятельство, с одной стороны, затрудняло исследование, с другой — показало необходимость дифференциации результатов, полученных для облаков с различными физическими свойствами. Остановимся сначала на электрической и радиоло-

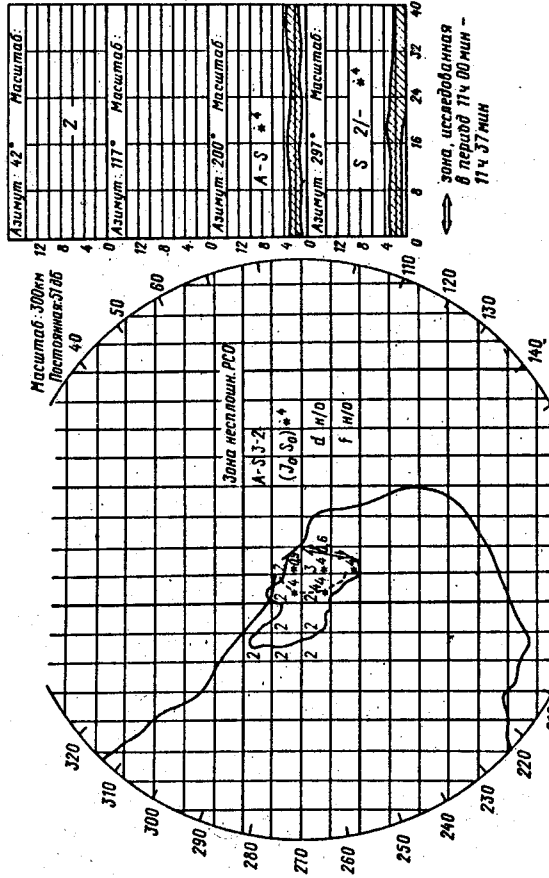


Рис. 2. Карта радиолокационной информации поля исследуемых облаков за 11 ч 50 мин 7 марта 1983 г.

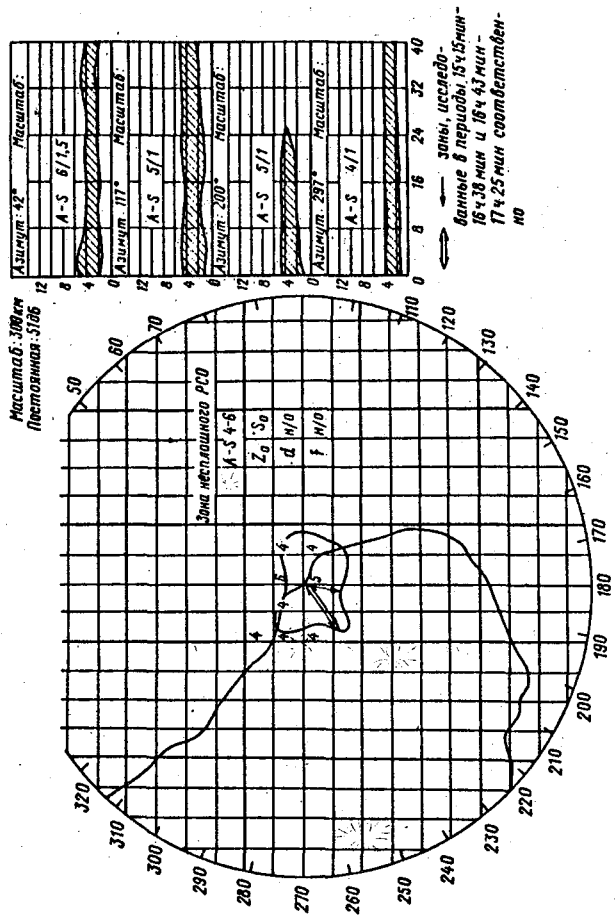


Рис. 3. Карта радиолокационной информации полн исследуемых облаков за 14 ч 50 мин 7 марта 1983 г.

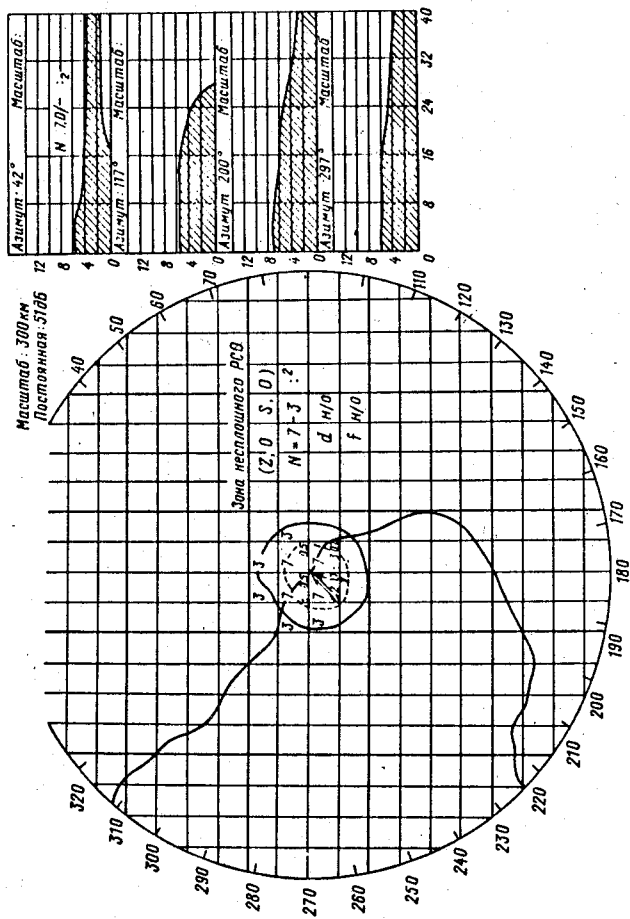


Рис. 4. Карта радиолокационной информации поля исследуемых облаков за 8 ч 50 мин 8 марта 1983 г.

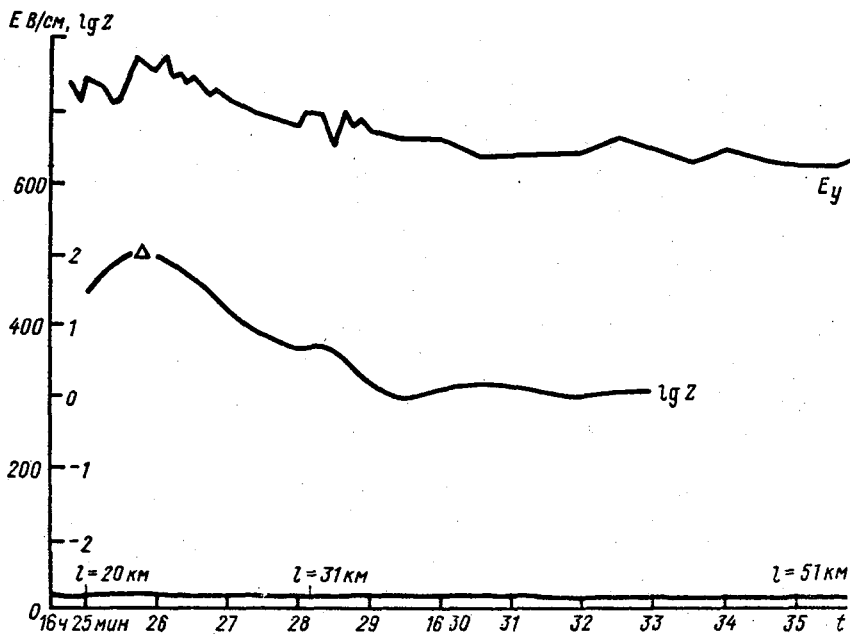


Рис. 5. Пример распределения напряженности электрического поля E и логарифма отражаемости $\lg Z$ в кристаллических облаках 7 марта 1983 г.

E_z и E_y — вертикальная и горизонтальная составляющие E , l — удаленность самолета от МР Л, Δ — момент фиксации самолета локатором.

кационной структуре системы $N_s - A_s$, имеющей кристаллическое строение. Как следует из описания, представленного выше, такие облака исследовались 7 марта и 13 февраля в период с 11 ч 40 мин до 12 ч 05 мин. На рис. 5 представлен пример распределения напряженности электрического поля и логарифма отражаемости при горизонтальном пересечении облачной системы, исследованной 7 марта на высоте 2380 м при температуре на уровне полета -11°C .

Как следует из приведенных на рис. 5 данных, электрическое поле в исследованных однородных кристаллических облаках достигает неожиданно больших значений — 20–25 В/см для вертикальной составляющей и 500–800 В/см для горизонтальной составляющей, направленной перпендикулярно курсу самолета. Электрическое поле отличается большой горизонтальной однородностью. Можно отметить лишь некоторую тенденцию нарастания напряженности поля от периферии облач-

ной системы к ее центру. Приведенное на рис. 5 распределение полей в какой-то мере напоминает распределение поля внутри однородно заряженного цилиндра с короткой вертикальной осью и очень большой площадью поперечного сечения.

Наиболее вероятно, что зарядение облака в данном случае происходит благодаря выпадению осадков с интенсивностью, мало меняющейся по площади. На фоне постепенного размывания нижних слоев облачности вследствие выпадения осадков с течением времени происходило одновременное нарастание напряженности электрического поля E_y от 500 В/см в начале исследований до 700–800 В/см в конце исследований. Логарифм отражаемости ($\lg Z$) на большей части этапов исследования возрастал от периферии облака к центру, а его значения при этом изменялись от 0,6 до 2,1.

На рис. 6 представлен пример распределения напряженности электрического поля и логарифма отражаемости в кристаллической части облачной системы, исследованной 13 февраля 1983 г.

Максимальные значения напряженности на обоих участках полета достигали значений 15–20 и 500–600 В/см для вертикальной и горизонтальной составляющей соответственно, а максимальные значения логарифма отражаемости равнялись 1,6–1,7. Характерной особенностью горизонтального распределения напряженности электрического поля, приведенного на рис. 6, являются зоны электрических неоднородностей с горизонтальным масштабом порядка 15–20 км, существующих на фоне электрических полей напряженностью 200 В/см. Такое распределение полей является необычным и значительно отличается от распределения, обусловленного обычной дипольной структурой кучево-дождевых облаков, для которых характерен реверс поля на некотором расстоянии от оси диполя и более крутое нарастание электрического поля при приближении к облаку.

Распределение полей и логарифма отражаемости, представленное на рис. 7, относится к исследованным 8 марта облакам, имеющим смешанное фазовое строение. Распределение напряженности поля в этих облаках имеет гораздо более сложный характер. Наблюдается обычный для дипольной структуры реверс поля в окрестностях зон с экстремальными значениями, горизонтальные размеры электрически активных зон меньше, чем в кристаллических облаках и составляют 7–8 км. Здесь были зафиксированы значения вертикальной и горизонтальной составляющей электрического поля, равные примерно 200–300 и 3000–4000 В/см и значения Z_{\max} от 1,5 до 2,0. Такая же картина распределения напряженности поля наблюдалась 13 февраля при проходе в частях облака, имеющих смешанное фазовое строение.

Остановимся на кажущейся противоречивости данных визуальных наблюдений, данных МРЛ, радиозондирования и измерений напряженности электрического поля, относящихся к полетам 13 февраля и 8 марта. Как указывалось в п. 2, облака, наблюдаемые 13 февраля,

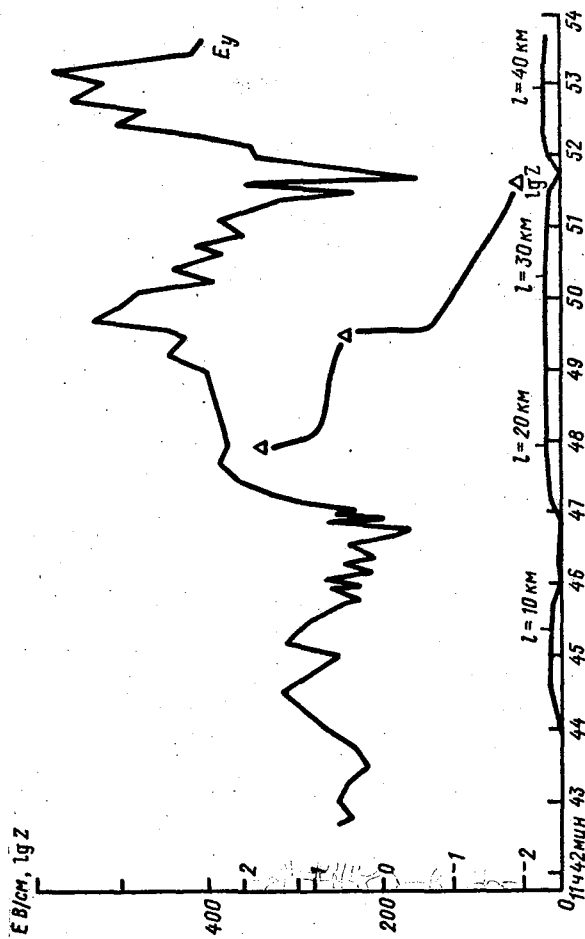


Рис. 6. Пример распределения E и JZ 13 февраля 1983 г.
Усл. обозначения см. рис. 5.

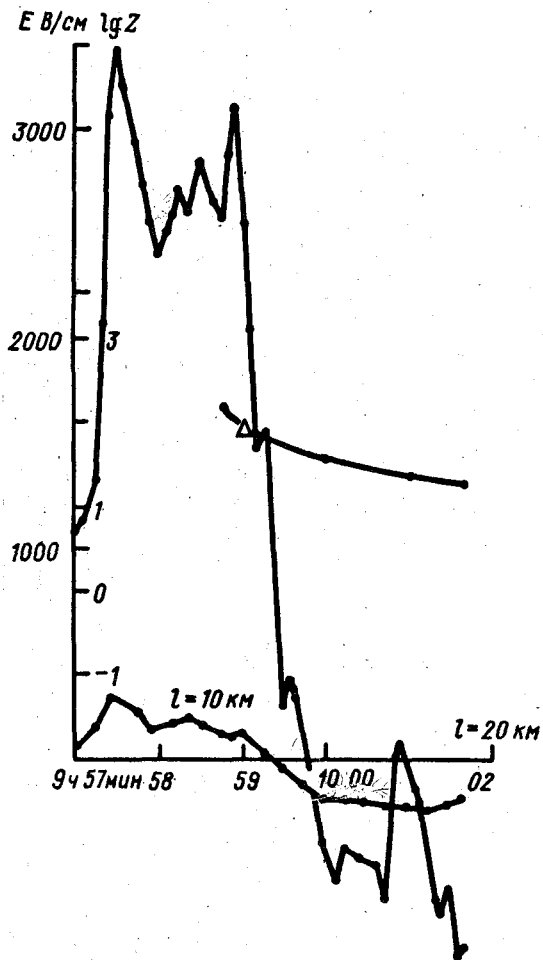


Рис. 7. Пример распределения E_z , E_y , $\lg Z$ в облаках смешанной структуры 8 марта 1983 г.
Усл. обозначения см. рис. 5.

характеризовались бортаэрологом как однородные слоисто-дождевые, а радиолокационные характеристики облаков соответствовали слоисто-дождевым, в массе которых наблюдались утолщенные кучево-дождевые облака. Напомним, что атмосфера была стратифицирована устойчиво на всех уровнях и условия для развития конвекции в обычном понимании отсутствовали. Неоднородности, зафиксированные радиолокатором и измерениями напряженности поля, могли образоваться в результате развития местных циркуляционных зон, возникновение которых возможно при устойчивой стратификации атмосферы. В пользу этого предположения говорят также размеры этих неоднородностей (вертикальные 1—2 км, горизонтальные 10—15 км, отношение горизонтальных размеров к вертикальным порядка 10). Напомним, что для типичных кучево-дождевых облаков отношение горизонтальных размеров к вертикальным равно примерно 1.

8 марта, по данным МРЛ и визуальным наблюдениям, исследованная облачность была однородной, в массе облаков отсутствовали зоны неоднородностей, характерные для кучево-дождевых облаков, а по данным измерений напряженности поля ясно выделялись зоны электрической неоднородности, характерные для дипольной структуры. Возможно, что эти зоны отражают неоднородности фазового состояния облаков. В пользу этого предположения говорят обнаруженные различия электрической активности облаков различного фазового состояния, о чем более подробно будет сказано ниже.

4. Зависимость между напряженностью электрического поля и логарифмом отражаемости в облаках различного фазового строения

Одной из основных задач экспериментальных работ в Сухуми являлось установление корреляционной связи между напряженностью электрического поля в облаках слоистых форм и их радиолокационной отражаемостью, которая предполагалась из общих соображений, но прямыми измерениями еще не была установлена. Экспериментальные исследования в Сухуми показали наличие положительной корреляции между этими двумя характеристиками. На рис. 8 по оси абсцисс отложены логарифмы максимальных значений горизонтальной составляющей напряженности электрического поля в каждом из опытов (проходов), а по оси ординат — логарифмы максимальной отражаемости в соответствующих опытах.

Как видно из рисунка, намечается линейная зависимость между $\lg Z_{\max}$ и $\lg E_{\max}$, причем коэффициенты пропорциональности в кристаллических и в смешанных облаках существенно различаются: отношение $\Delta \lg E_{\max} / \Delta \lg Z_{\max}$ в кристаллических облаках, по наблюдениям, сделанным 7 марта, составляет около 0,1, а в смешанных облаках (8 марта) равно приблизительно 0,5. Данные наблюдений за 13 февраля не согласуются с этими оценками коэффициентов.

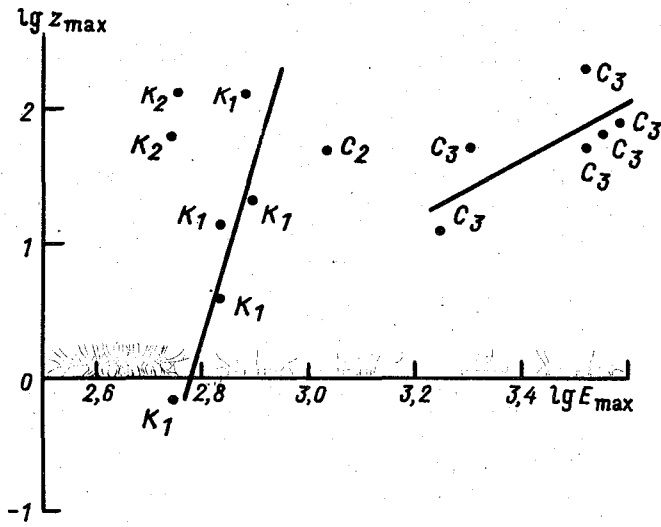


Рис. 8. Связь между радиолокационной отражаемостью ($\lg Z_{\max}$) и максимальной напряженностью электрического поля на данном участке полета ($\lg E_{\max}$) в слоисто-дождевых облаках.

k — кристаллические облака, c — облака смешанной структуры; индексы 1, 2, 3 относятся соответственно к 7 марта, 13 февраля и 8 марта 1983 г.

5. Основные выводы

В слоисто-дождевых облаках (без Cb) могут существовать зоны с напряженностью электрического поля, превышающей $2 \cdot 10^5$ В/м и с высокой радиолокационной отражаемостью ($\lg Z > 2$).

При одних и тех же значениях радиолокационной отраженности напряженность электрического поля в смешанных облаках в несколько раз больше, чем в кристаллических.

В слоисто-дождевых облаках с одинаковым фазовым строением имеет место положительная корреляция между напряженностью электрического поля в облаке и радиолокационной отражаемостью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И мя н и т о в И. М., Е в т е е в Б. Ф., Ка м а л д и н а И. И. Методическое письмо "Физические и метеорологические условия, приводящие к поражению самолетов атмосферно-электрическими разрядами вне кучево-дождевых облаков". — Л.: Гидрометеоиздат, 1981, 39 с.
2. И мя и т о в И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970, 211 с.
3. И мя н и т о в И. М., Е в т е е в Б. Ф. Методическое письмо "Причины статической электризации самолетов и меры уменьшения ее опасности". — Л.: Гидрометеоиздат, 1984, 44 с.
4. И мя н и т о в И. М. Особенности инициирования разряда с изолированных объектов в облаках. В кн.: Атмосферное электричество. Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 237—242.
5. И мя н и т о в И. М., П а в л о в а Г. П., П о н о м а р е в Ю. Ф., Ч у б а р и н а Е. В. Анализ условий поражения самолета атмосферно-электрическим разрядом вне кучево-дождевых облаков. — Труды ГГО, 1980, вып. 442, с. 3—16.

И. И. Камалдина

ХАРАКТЕРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗОН ВЫСОКОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ

Зоны высокой электрической активности, в которых напряженность электрического поля превышает 10^5 В/м и самолет может быть поражен молнией, изучались в ГГО им. А. И. Воейкова в течение ряда лет /1, 2, 6, 7, 8/. В настоящее время, используя полученные данные, можно дать общую характеристику электрически активных зон в облаках слоистых форм по следующим параметрам: 1) наличие осадков, 2) температура и фазовое состояние, 3) водность, 4) турбулентность и вертикальные токи, 5) вертикальные и горизонтальные размеры, 6) радиолокационная отражаемость.

1. В 95 % случаев поражение воздушных судов (ВС) молнией отмечалось в области осадков, однако их интенсивность даже по визуальным наблюдениям экипажей ВС обычно не указывалась. В отдельных более полных сообщениях указаны преимущественно слабые и редко умеренные осадки. В сообщениях возможно, имеется тенденция к

занижению интенсивности осадков. Следует отметить, что по данным работы /5/, умеренные осадки наиболее характерны для облаков типа Ns как зимой, так и летом, а для облаков типа Sc летом.

2. Распределение повторяемости температур на уровне поражения молниями в облаках слоистых форм имеет два основных максимума в интервалах температур 0...2 и -4...-7 °C. Такое распределение температур не является случайным. Первый (основной) максимум относится к области таяния ледяных частиц. Появление ледяных частиц в облаках типа Sc наиболее вероятно при температурах от -8 до -10 °C, а в облаках типа Ns — от -5 до -7 °C /5/. Таким образом оба максимума связываются с появлением и исчезновением ледяной фазы в облаках, имеющих смешанное фазовое строение. В работе /7/ посвященной исследованию условий появления электрических полей напряженностью более 10⁴ В/м в облаках слоистых форм, отмечается что такие поля в основном наблюдались в облаках, имеющих смешанное фазовое строение. Более того, анализ первичных материалов, положенных в основу этой работы, позволил нам установить, что поля напряженности более 10⁴ В/м отмечаются именно на уровнях появления ледяных кристаллов. Известный случай поражения самолета-лаборатории ГГО Ил-14 произошел в облаках типа Ns, имеющих смешанное фазовое строение /8/. Наконец, по данным проведенного сотрудниками ГГО комплексного эксперимента в Сухуми, облака, в которых были отмечены большие электрические поля, были смешанными /2/.

3. По данным комплексных измерений в Сухуми /2/, в зонах облаков, где наблюдались электрические поля порядка $3 \cdot 10^5$ В/м, значения водности составляли 0,9–1,2 г/м³. Тот факт, что такого значения водности достаточно для появления зон вьюоокой электрической активности, подтверждается данными о максимальной водности облаков типа Sc, составляющей 0,98 г/м³ в холодный период и 1,06 г/м³ в теплый период по результатам регулярных измерений за 35 лет в районе Москвы /4/, где поражаемость относительно высока /9/. Можно привести еще одно косвенное соображение, касающееся характерных значений водности в молниеопасных зонах облаков слоистых форм. Известно, что водность облаков является функцией температуры и градиента температуры. В работе /10/ приводятся данные о водности облаков слоистых форм в зависимости от вертикального градиента температуры для различных интервалов температур. Из этих данных следует, например, что при температурах в облаках от -5 до -10 °C средняя водность составляет 0,24 г/м³ при градиенте 0,41–0,60 °C/100 м и 1 г/м³ при градиенте 0,61–0,80 °C/100 м. Если учесть что электрически активные зоны образуются в результате развития ячейковой конвекции в слое Sc при градиентах, превышающих 0,6–0,7 °C/100 м, то можно сделать вывод, что при температуре интенсивной кристаллизации в этих зонах водность должна быть порядка 1 г/м³. Таким образом, и прямые измерения водности облаков в зоне больших

электрических полей, и некоторые косвенные соображения дают характерное значение водности в зонах повышенной электрической активности порядка 1 г/м^3 .

4. Турбулентность качественно характеризуется оценками болтанки самолетов в зоне их поражения. По ощущению экипажей, в 50 % случаев болтанка отсутствовала, в 20 % случаев была слабой и в 26 % случаев — умеренной. Оставшиеся 4 % случаев относятся к полетам в грозовых зонах. Допуская, что имеется тенденция к занижению оценок болтанки, можно считать характерной для зон высокой электрической активности слабую турбулентность и лишь в более редких случаях умеренную турбулентность.

Зоны высокой электрической активности, вероятно, возникают в облаках типа Sc при развитии ячейковой конвекции, а в центре ячеек вертикальные скорости могут достигать $1 \text{ м/с} / 10/$ и быть сравнимыми даже со скоростями в слабо развитых кучевых облаках, где они изменяются в пределах от 1 до 5 м/с.

5. Объем электрически активных зон в соответствии с условиями, необходимыми для развития разряда, должен быть порядка $10-100 \text{ км}^3 / 6/$. Горизонтальная протяженность зоны с напряженностью электрического поля порядка 10^5 В/м в случае поражения самолета-лаборатории составляла 4—5 км /8/; по данным исследовательских полетов в облаках слоистых форм получены значения от 3 до 7 км /1, 6/, несколько большие значения зафиксированы при измерениях в районе Сухуми /2/. Таким образом, можно принять, что зоны высокой электрической активности в облаках слоистых форм имеют горизонтальные размеры 5—10 км. Как показано в работе /9/, вертикальная протяженность облаков типа Sc, в которых возможно поражение C молнией, должна быть не меньше 1 км. Электрически активные зоны, по данным измерений в Сухуми, в облаках типа Ns имели вертикальную протяженность не многим более 1 км /2/.

6. Радиолокационная отражаемость зон облака, характеризующихся высокой электрической активностью ($\lg Z_{\text{max}}$) составляет, по данным работы /2/, от 1,7 до 2,3. В зонах с напряженностью электрического поля, близкой к предразрядной (порядка $3 \cdot 10^5 \text{ В/м}$), $\lg Z_{\text{max}} > 2$.

Из сказанного можно сделать вывод, что зоны высокой электрической активности в облаках слоистых форм характеризуются: 1) выпадением слабых или умеренных осадков, 2) смешанным фазовым состоянием, 3) водностью порядка 1 г/м^3 , 4) скоростью вертикальных потоков порядка 1 м/с при слабой или умеренной турбулентности, 5) горизонтальными размерами 5—10 км при вертикальной протяженности не менее 1 км, 6) радиолокационной отражаемостью $\lg Z_{\text{max}} \approx 2$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева С. И., Евтеев Б. Ф. Q градиенте потенциала электрического поля слоисто-дождевых облаков. — Труды ГГQ 1977, вып. 277, с. 3—8.
2. Белов Б. А., Гашина С. Б., Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И., Корниенко Г. Г. Результаты комплексных экспериментальных исследований электрически активных зон в облаках слоистых форм в районе Сухуми. — См. настоящий сборник.
3. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере /Пер. с англ. — М.: Мир, 1978. 532 с.
- ✓ 4. Девятова В. А. Некоторые характеристики слоистообразных облаков. Метеорология и гидрология, 1973, № 8.
5. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеиздат, 1982, 216 с.
6. Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И. и др. Электрические поля в зимних облаках вторичного холодного фронта. — Труды ГГQ, 1977, вып. 350, с. 91—95.
7. Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И. Методическое письмо "Физические и метеорологические условия, приводящие к поражению самолетов атмосферно-электрическими разрядами". — Л.: Гидрометеиздат, 1981, 39 с.
8. Имянитов И. М., Павлова Г. П. и др. Анализ условий поражения самолета атмосферно-электрическим разрядом вне кучево-дождевых облаков. — Труды ГГQ 1980, вып. 424, с. 3—15.
9. Камалдина И. И., Корниенко Г. Г. Пространственные характеристики облаков слоистых форм, опасных для полетов самолетов с точки зрения поражения их атмосферно-электрическим разрядом. — См. настоящий сборник.
- ✓ 10. Мазин И. П., Шмелер С. М. Облака, строение и физика образования. — Л.: Гидрометеиздат, 1983, 279 с.
11. Пономаренко И. Н., Заболотский И. Н. Водность фронтальных облаков над степной частью Украины по экспериментальным данным. — Труды Укр. НИГМИ, 1965, вып. 48, с. 52—66.
12. Чубарина Е. В. Большие электрические поля в облаках слоистых форм. — Труды ГГQ, 1977, вып. 350, с. 80—86.

И. И. Камалдина, Г. Г. Корниенко

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАКОВ СЛОИСТЫХ ФОРМ, ОПАСНЫХ ДЛЯ ПОЛЕТА САМОЛЕТОВ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПОРАЖЕНИЯ ИХ АТМОСФЕРНО-ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ РАЗРЯДОМ

Облака слоистых форм (Ns, As, Sc), в которых самолеты могут поражаться молниями, можно назвать молниеопасными. Как указыва

ется в работе /3/, 34 % всех случаев поражения молнией произошли именно в таких облаках. Для получения данных о высотах, вертикальной мощности и географическом распределении таких облаков по территории СССР приходится пользоваться косвенными материалами, основанными на учете характерных признаков, указанных в работе /4/. К этим признакам относятся следующие особенности молниопасных облаков: выпадение осадков, смешанная фазовая структура и достаточно большая водность (порядка 1 г/м^3).

В осадкообразующих облаках типа As — Ns смешанное фазовое строение начинает преобладать при температурах $-6...-8^\circ \text{C}$ на их верхней границе /2/, поэтому к опасным следует отнести облака, достигающие изотермы -8°C . По имеющимся данным о температуре на высоте верхней границы облаков, которая зимой колеблется от нескольких сотен метров до 7 км, большинство облаков слоистых форм можно было бы считать молниопасными в это время года, но второе необходимое условие о большой водности выполняется только в районе Кавказа. Летом можно считать наиболее опасными облака, верхняя граница которых достигает высоты 4 км, а вертикальная мощность составляет 3,7–3,8 км. В среднем по СССР толщина облаков типа Ns — As превышает 4 км в 18 % случаев /2/. Эти оценки можно сопоставить с данными о высоте поражения самолетов молниями в облаках типа Ns. Средняя высота поражений составляет 2,7 км при максимальной высоте 5,4 км, причем 40 % поражений приходится на высоты от 2 до 2,5 км.

В облаках типа Sc смешанное фазовое строение начинает преобладать при температурах $-10...-11^\circ \text{C}$ /2/. Летом верхняя граница Sc расположена обычно значительно ниже уровня с такими температурами, а зимой температура на верхней границе, равная $-12...-14^\circ \text{C}$, на высотах до 2 км остается постоянной независимо от ее высоты. Поэтому для оценки вертикальной мощности молниопасных облаков типа Sc приходится обратиться к другим данным, а именно, к данным о связи вертикальной мощности Sc с их водностью. Как было указано выше, водность в молниопасных облаках должна быть порядка 1 г/м^3 . По данным работы /1/, при температурах от -5 до -10°C средняя водность в Sc более $0,3 \text{ г/м}^3$ наблюдается при вертикальной мощности 0,7 км. Поэтому можно принять, что минимальная высота молниопасных облаков должна быть порядка 1 км. Требуемую мощность (более 1 км) имеют в среднем по территории СССР 8 % облаков типа Sc. Это требование подтверждается также данными о поражении самолетов в облаках типа Sc в среднем на высоте 1,6 км и наиболее часто на высотах 2–2,5 км.

Для получения характеристики территориального распределения молниопасных облаков слоистых форм, сопоставлялись построенные нами средние сезонные карты повторяемости облаков типа Ns и Sc, карты водности, представленные в работе /5/, и данные о вероят-

ности появления смешанной фазы в этих облаках, взятые из работы /2/. Полученные результаты охватывают Европейскую территорию СССР, часть Западной Сибири, а в некоторые сезоны также Казахстан и республики Средней Азии, так как только для этих районов имеются данные о водности облаков.

Районы повышенной поражаемости в облаках Ns и Sc, выделяемые по признаку наибольшей повторяемости облаков этих форм, наибольшей водности в них и вероятности смешанного фазового строения, показаны на карте (рис. 1).

Пониженная вероятность образования молниеопасных зон в облаках Ns наблюдается:

- зимой в Западной Сибири, северной и восточной части ЕТС;
- весной в северо-западных районах ЕТС, юго-восточной части Украины и в Западной Сибири;
- летом в юго-восточных районах ЕТС, Прикаспийской низменности, центральной части Средней Азии;
- осенью в северных районах Украины, в верхнем течении реки Урал, в южной части Западной Сибири и в Казахстане.

Пониженная вероятность образования молниеопасных зон в облаках Sc наблюдается:

- зимой в Западной Сибири и в центральных районах Средней Азии;
- весной в крайних северо-западных и юго-западных районах ЕТС, в южной части Украины, в восточной части Западно-Сибирской низменности;
- летом в районах ЕТС и Кавказа, в Прикаспийской низменности и юго-западных предгорьях Урала, в центральных районах Средней Азии;
- осенью в районе Волыно-Подольской возвышенности, в северной части Украины, в центральной части Средней Азии.

Для проверки полученных выводов были использованы данные о 600 случаях поражений самолетов молниями над территорией СССР за 14 лет (1969–1973 и 1975–1983 гг.) в облаках всех видов. Из них 17 % случаев были связаны с типичной кучево-дождевой облачностью при отсутствии облаков других форм, 49 % случаев относятся к районам сложной облачности при сочетании Сb с облаками слоистых форм, а оставшиеся 34 % случаев отмечены в облаках слоистых форм. Для получения сопоставимых оценок использовался коэффициент $P = \frac{mP_n}{nP_m}$, где P_n – число поражений в районе данного аэропорта, P_m – число поражений в районе московских аэропортов, m и n – суточное число постоянных рейсов в московских аэропортах и в данном аэропорту соответственно.

Коэффициент P был вычислен для трех аэропортов, где число постоянных рейсов в сутки по расписанию 1974–1975 гг. превышало 10. Как видно из рис. 1, значения P хорошо согласуются с полученным распределением областей повышенной и пониженной вероятности

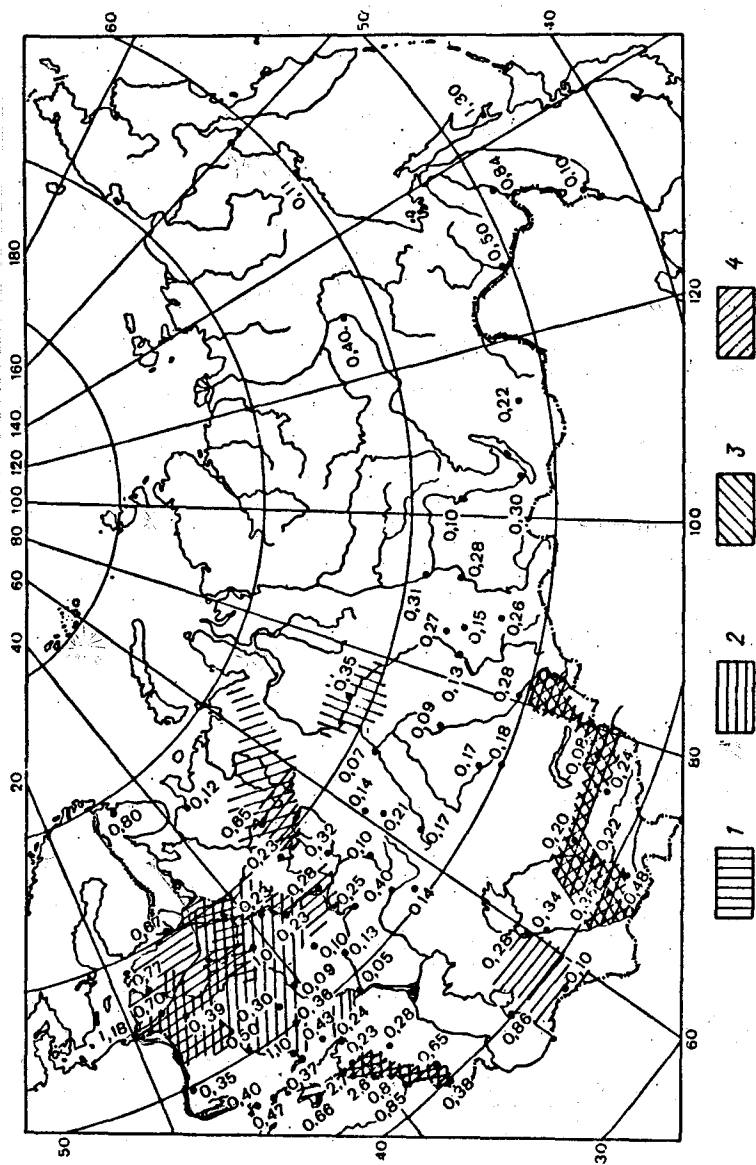


Рис. 1. Относительная поражаемость P самолетов молниями в районе крупных аэропортов в облаках всех видов и районы с наибольшей вероятностью поражения в облаках слоистых форм (заштрихованные области).
 1 — лето, 2 — осень, 3 — зима, 4 — весна.

поражений в облаках слоистых форм. Такое соответствие ожидаемых и фактических характеристик разных районов, полученное несмотря на то, что исходные данные о поражениях относятся к облачности всех видов и не претендуют на высокую достоверность из-за сравнительно небольшого ряда не вполне однородных наблюдений (например, безусловно более полных данных для крупных аэропортов по сравнению с периферийными), во-первых, говорит о том, что относительное число поражений в облаках слоистых форм (34 %), возможно, занижено, и, во-вторых, подтверждает правильность принятой методики выявления районов повышенной и пониженной вероятности поражений в слоистых облаках.

Так как значение относительной поражаемости (P) хорошо отражают область высокой вероятности поражений в облаках слоистых форм в районе Черноморского побережья Кавказа и области низкой вероятности поражений в степной части Украины, Нижнем Поволжье, Прикаспийской низменности и в Зауралье, можно считать, что данные об относительной поражаемости в аэропортах Восточной Сибири, Приморья и Сахалина в основном правильно отражают существующие естественные закономерности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- ✓ 1. Девятова В. А. Некоторые характеристики слоистообразных облаков. — Метеорология и гидрология, 1973, № 8.
2. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. — Л.: Гидрометеиздат, 1982, 216 с.
3. Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И. Методическое письмо "Физические и метеорологические условия, приводящие к поражению самолетов атмосферно-электрическими разрядами вне кучево-дождевых облаков". — Л.: Гидрометеиздат, 1981, 39 с.
4. Камалдина И. И. Характерные параметры зон высокой электрической активности в облаках слоистых форм. — См. настоящий сборник.
5. Минервин В. Е. Сезонное и геострофическое распределение водности облаков. — Труды ЦА Q 1964, вып. 6, с. 60–78.

В. Н. Морозов

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ПРИЗЕМНОМ ТУРБУЛЕНТНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрим сначала задачу о распределении концентрации ионов (n_{\pm}) в приземном слое атмосферы, которая сводится теоретически к решению уравнения

$$-\frac{d}{dz} \left[D(z) \frac{dn_{\pm}}{dz} \right] = q - a_{\pm} n_{\pm}^2 \quad (1)$$

с граничными условиями $n_{\pm}(z_0) = 0$, $n_{\pm}(\infty) = (\sqrt{q/a_{\pm}})$. Здесь z — вертикальная координата, $D(z)$ — коэффициент диффузии, зависящий вообще от z , q — интенсивность ионообразования, a_{\pm} — коэффициент рекомбинации. При устойчивой стратификации $D(z)$ можно считать постоянной, равной D_0 ; при нейтральной стратификации $D(z) = D_1 z$ для $z_0 \leq z \leq L$, где L — высота подслоя динамической турбулентности; при конвективно неустойчивом приземном слое $D(z) = D_{4/3} z^{4/3}$ /1, 3/. В соответствии с этим для указанных трех случаев можно записать следующие уравнения:

$$\frac{d^2 y}{dx^2} = 1 - y^2, \quad (2)$$

$$x \frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{dy}{dx} + 1 - y^2 = 0, \quad (3)$$

$$x^{4/3} \frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{4}{3} x^{1/3} \frac{dy}{dx} + 1 - y^2 = 0, \quad (4)$$

в которых использованы нормированные значения $y = n_{\pm}/n_{\infty}$, $x = Cz$, где C — некоторый коэффициент. Решение уравнения (2) имеет вид

$$y = 1 - \frac{1,21e^{-\sqrt{2}x}}{(1 + 0,1e^{-\sqrt{2}x})^2}, \quad C = (D_0 \tau)^{-1/2}, \quad \tau = (qa_{\pm})^{-1/2}, \quad (5)$$

по которой построены кривые 1, 2 на рис. 1. Приближенное решение уравнения (2) можно также искать методом коллокации /2/; тогда

$$y = 1 - e^{-(x - x_0)} \quad (5a)$$

Обращаясь к решению уравнения (3), допустим, что можно пренебрегать членами вида $(1 - y^2)$ и $(1 - y)^2$. Тогда вместо (3) получается соответственно уравнения

$$x \frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{dy}{dx} = 0, \quad (6)$$

$$x \frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{dy}{dx} - 2(1 - y) = 0, \quad C = (D_1 \tau)^{-1}. \quad (7)$$

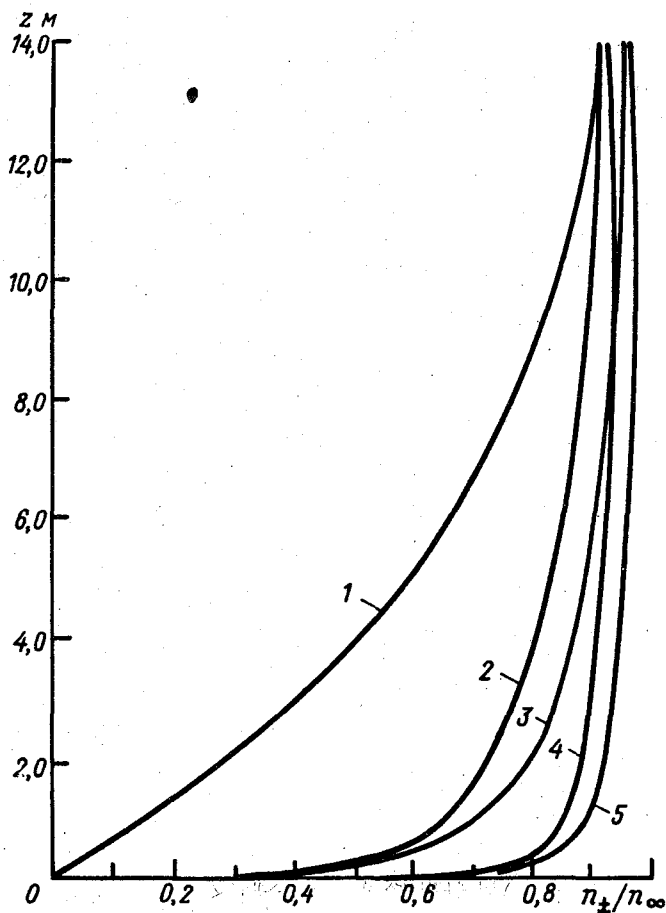


Рис. 1. Зависимость ν_{\pm}/ν_{∞} от Z .

1 — устойчивая стратификация ($D_0 = 0,2 \text{ м}^2/\text{с}$), 2 и 3 — нейтральная стратификация (D_1 равно 0,2 и 0,1 м/с соответственно), 4 и 5 — конвективно-неустойчивая стратификация ($\frac{\nu_{\pm}}{\nu_{\infty}} = [1 - (\frac{z_0}{Z})^{1/3}]$) и формулы (12) и (13) соответственно, z_0 — параметр шероховатости.

Решив эти уравнения, получим:

$$y = C_1 \ln(x/x_0), \quad x \ll 1, \quad (8)$$

$$y = 1 - C_0 K_0 (2\sqrt{2}x^{1/2}), \quad x > 1, \quad (9)$$

где C_1 , C_0 — постоянные интегрирования, $K_0(x)$ — функция Макдональда. Кривые, полученные с помощью формулы (8) при D_1 , равном 0,1 и 0,2 м/с, представлены на рис. 1. При решении уравнения (4) допустим, что членами типа $(1 - y^2)$ и $(1 - y)^2$ можно пренебречь, после чего получим:

$$x^{4/3} \frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{4}{3} x^{1/3} \frac{dy}{dx} = 0, \quad (10)$$

$$x^{4/3} \frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{4}{3} x^{1/3} \frac{dy}{dx} - 2(1 - y) = 0, \quad C = (D_{4/3} T)^{-3/2}. \quad (11)$$

Решая эти уравнения, находим:

$$y = \tilde{C}_1 (x^{-1/3} - x_0^{-1/3}), \quad x \ll 0,2, \quad (12)$$

$$y = 1 - \tilde{C}_0 x^{-1/3} e^{-3\sqrt{2}x^{1/3}}, \quad x \geq 0,2, \quad (13)$$

где \tilde{C}_1 , \tilde{C}_0 — постоянные. Кривые, соответствующие этим распределениям концентрации ионов с высотой, приведены на рис. 1.

Переходя от концентрации ионов к электропроводности $\lambda = 2ebn_{\pm}$, где b — подвижность ионов, можно рассмотреть задачу о распределении электрического поля, решая следующее уравнение:

$$-D_{\pm} z^i \frac{d^2 E}{dz^2} + 4\pi\lambda(z) E = 4\pi j_0, \quad \frac{dE}{dz} \Big|_{z=z_0} = 0, \quad E \Big|_{z \rightarrow \infty} = \frac{j_0}{\lambda_{\infty}}, \quad (14)$$

где j_0 — плотность тока. При подстановке в уравнение (14) развернутых выражений для $\lambda(z)$, даваемых формулами (5), (8) и (9), невозможно получить решение в аналитическом виде. Поэтому в случаях устойчивой и нейтральной стратификации используем кусочную аппроксимацию $\lambda(z)$.

При устойчивой стратификации будем считать, что

$$n_{\pm} = 0,71 n_{\infty} (z - z_0) / l_0$$

для $(z/l_0) \leq 1$, где $l_0 = \sqrt{D_0 / \sqrt{qa_{\pm}}}$, а для $(z/l_0) \geq 1$, пренебрегая

знаменателем в формуле (5), положим

$$n_{\pm} = n_{\infty} [1 - 1,21 \cdot \exp[-\sqrt{2}(z - z_0)/l_0]].$$

Переходя к переменной $z' = (z - z_0)/L_0$, где $L_0 = \sqrt{D_0/4\pi\lambda_{\infty}}$, можно записать:

$$\lambda(z) = \lambda_{\infty} a_1 z' \text{ для } 0 \leq z' \leq l_0/L_0,$$

$$\lambda(z) = \lambda_{\infty} (1 - 1,21) \exp\{-\sqrt{2}az'\} \text{ для } (l_0/L_0) \leq z'.$$

Тогда уравнение для электрического поля E принимает вид

$$-\frac{d^2 E'_1}{dz'^2} + a_1 z' E'_1 = 1, \quad 0 \leq z' \leq \frac{l_0}{L_0}, \quad a_1 = 0,71 \frac{L_0}{l_0} a, \quad (15)$$

$$-\frac{d^2 E'_2}{dz'^2} + (1 - 1,21 e^{-\sqrt{2}az'}) E'_2 = 1, \quad a^{-1} = \frac{l_0}{L_0} \leq z' < \infty,$$

$$E'_j = E_j / \frac{j_0}{\lambda_{\infty}}. \quad (16)$$

Граничные условия, кроме условий при $z'_0 = 0$ и $z' \rightarrow \infty$, включают требование о непрерывности E' и dE'/dz' в точке $z' = (l_0/L_0)$. Решая сначала уравнение (15), получаем:

$$E'_1(z') = C_2 \left[\frac{\pi \sqrt{3}}{3} y_1(z') + y_2(z') \right] + \\ + \frac{2}{3} [y_2(z') \int_0^{z'} y_1(z'') dz'' - y_1(z') \int_0^{z'} y_2(z'') dz''], \quad (17)$$

где

$$y_1(z') = \sqrt{z'} - I_{1/3} \left(\frac{2}{3} \sqrt{a_1 z'^3} \right), \quad y_2(z') = \sqrt{z'} K_{1/3} \left(\frac{2}{3} \sqrt{a_1 z'^3} \right),$$

$I_{1/3}(x)$ — модифицированная функция Бесселя, $K_{1/3}(x)$ — функция Макдональда, C_2 — постоянная.

Решение уравнения (16) получается с использованием функций Бесселя $J_{\nu}(x)$ и функций Неймана $Y_{\nu}(x)$:

$$E_2'(z') = C_3 J_\nu(\sqrt{2a\nu e}\sqrt{z'}) - \frac{\pi}{\sqrt{2a}} [J_\nu(\sqrt{2a\nu e}\sqrt{z'}) \int_{z_1'}^{z'} Y_\nu(\sqrt{2a\nu e}\sqrt{z''}) \times \\ \times dz'' + Y_\nu(\sqrt{2a\nu e}\sqrt{z'}) \int_{z_1'}^{\infty} J_\nu(\sqrt{2a\nu e}\sqrt{z''}) dz''], \quad (18)$$

где $\nu = \sqrt{2/a}$, $a = (L_0/l_0) = \sqrt{\tau_\lambda/\tau}$. Постоянные C_2 , C_3 находятся из условий сшивания (17) и (18) при $z_1' = (l_0/L_0)$.

Аналогичным способом может быть получено решение уравнения для $E'(z')$ в том случае, когда электропроводность в приземном слое определяется выражением (5а) и не требуется прибегать к кусочной аппроксимации. Тогда

$$E'(z') = \frac{\pi}{a} \frac{Y_\nu'(z')}{J_\nu'(z')} J_\nu(\nu e^{\frac{-az'}{2}}) \int_0^{\infty} J_\nu(\nu e^{\frac{-az''}{2}}) dz'' - \\ - \frac{\pi}{a} [J_\nu(\nu e^{\frac{-az'}{2}}) \int_0^{z_1'} Y_\nu(\nu e^{\frac{-az''}{2}}) dz'' + \\ + Y_\nu(\nu e^{\frac{-az'}{2}}) \int_{z_1'}^{\infty} J_\nu(\nu e^{\frac{-az''}{2}}) dz''], \quad \nu = \frac{2}{a}. \quad (19)$$

Результаты численных расчетов, проведенных по формулам (17), (18) и (19) представлены на рис. 2.

При нейтральной стратификации для получения решения задачи о распределении $E(z)$ в аналитическом виде опять приходится прибегать к кусочной аппроксимации $\lambda(z)$ по точкам, определяемым по формуле (8). Тогда получаются следующие исходные уравнения:

$$D_1 z \frac{d^2 E_0}{dz^2} - 4\pi \lambda_1 \frac{z - z_0}{z_1 - z_0} E_0 = -4\pi j_0, \quad z_0 \leq z \leq z_1, \quad (20)$$

$$D_1 z \frac{d^2 E_1}{dz^2} - 4\pi (a_1 z + b_1) E_1 = -4\pi j_0, \quad z_1 \leq z \leq z_2, \quad (21)$$

$$D_1 z \frac{d^2 E_2}{dz^2} - 4\pi \lambda_\infty E_2 = -4\pi j_0, \quad \bar{z}_2 \leq z < L, \quad \lambda_\infty = a_1 \bar{z}_2 + b_1. \quad (22)$$

Решение уравнения (20) ищется в форме $E_0(z) = \frac{j_0}{\lambda_\infty} M_{k, m_1} \times$
 $\times (2\sqrt{A} \frac{z}{L_1}) u(\frac{z}{L_1})$, где $M_{k, m_1}(x)$ — функция Уиттекера, являющая
 ся решением соответствующего однородного уравнения. Определив
 вспомогательную функцию $u(z)$, получим:

$$E_0(z') = \frac{j_0}{\lambda_\infty} E'_0(z') = \frac{j_0}{\lambda_\infty} M_{k, m_1}(2\sqrt{Az'}) [\bar{C}_1 +$$

$$+ \bar{C}_2 \int_{z'_0}^{z'} \frac{dz''}{M_{k, m_1}^2(2\sqrt{Az''})} - \int_{z'_0}^{z'} \frac{dz''}{M_{k, m_1}^2(2\sqrt{Az''})} \times$$

$$\times \int_{z'_0}^{z''} \frac{M_{k, m_1}(2\sqrt{Az'''})}{z'''} dz'''], \quad z' = \frac{z}{L_1}, \quad L_1 = \frac{D_1}{4\pi\lambda_\infty},$$

$$k = \frac{1}{2} \sqrt{A_0} z_0, \quad A = \frac{C}{z'_1 - z'_0} \ln \frac{z'_1}{z'_0}, \quad m_1 = \frac{1}{2}. \quad (23)$$

Решение уравнения (21) можно также выразить через функции
 Уиттекера и представить в следующем виде:

$$E_1(z') = \frac{j_0}{\lambda_\infty} E'_1(z') = \frac{j_0}{\lambda_\infty} M_{k_1, m_1}(2\sqrt{a_1}z') [C_3 +$$

$$+ C_4 \int_{z'_1}^{z'} \frac{dz''}{M_{k_1, m_1}^2(2\sqrt{a_1}z'')} - \int_{z'_1}^{z'} \frac{dz''}{M_{k_1, m_1}^2(2\sqrt{a_1}z'')} \times$$

$$\times \int_{z'_1}^{z''} \frac{M_{k_1, m_1}(2\sqrt{a_1}z''')}{z'''} dz'''], \quad (24)$$

где $m_1 = (1/2)$, $k_1 = -(\bar{b}_1/2\sqrt{a_1})$. Уравнение (22) является частным
 случаем уравнения

$$z^m \frac{d^2 E'}{dz'^2} - E' = -1, \quad E' = E / \frac{j_0}{\lambda_\infty}, \quad (25)$$

решение которого выражается через модифицированную функцию
 Бесселя $I_\nu(x)$ и функцию Макдональда $K_\nu(x)$:

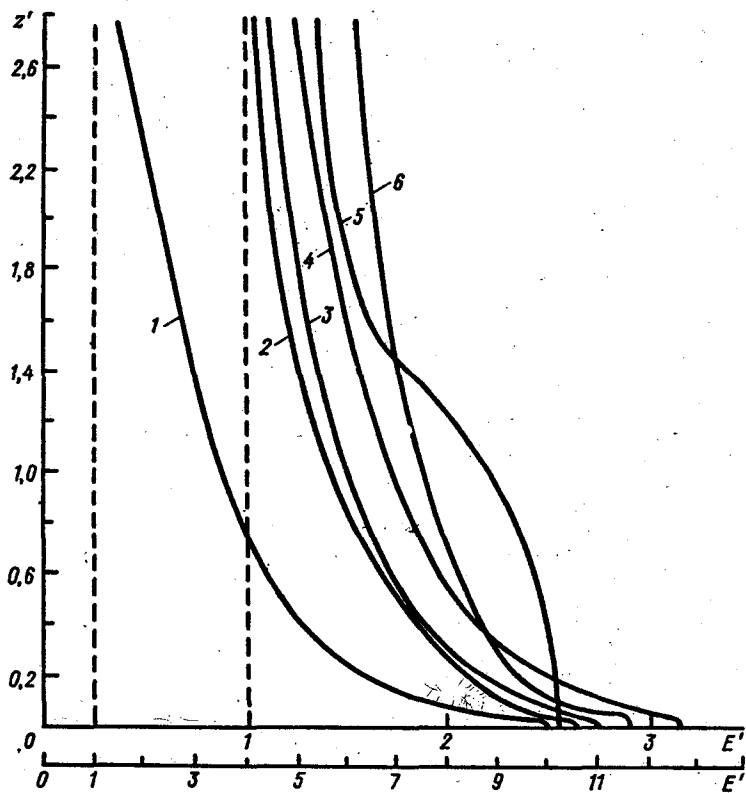


Рис. 2. Зависимость E' от Z' .

1 — конвективно-неустойчивая стратификация ($L_{4/3} = 53$ м), 2 — устойчивая стратификация с динамическим подслоем, 3 и 4 — нейтральная стратификация (D_1 равно 0,2 и 0,1 м/с соответственно), 5 — устойчивая стратификация, 6 — конвективно-неустойчивая стратификация с динамическим подслоем; нижняя ось абсцисс соответствует конвективно-устойчивой стратификации.

$$E'(z') = 1 + z'^{1/2} \left[I_\nu \left(\frac{2}{2-m} z'^{\frac{2-m}{2}} \right) C_5 + C_6 K_\nu \left(\frac{2}{2-m} z'^{\frac{2-m}{2}} \right) \right], \quad (26)$$

и в данном случае при $m = 1$ получаем

$$E'_3(z') = 1 + z'^{1/2} [C_5 I_1(2\sqrt{z'}) + C_6 K_1(2\sqrt{z'})]. \quad (27)$$

Дальнейшая задача состоит в нахождении постоянных $\bar{C}_1, \bar{C}_2, C_3, C_4, C_5, C_6$. На рис. 2 приведены графики безразмерной напряженности поля E' для D_1 равного 0,1 и 0,2 м/с. Толщина турбулентного электроодного слоя L_1 в этих случаях равна соответственно 7,5 и 15 м. В табл. приведены значения постоянных при $z_1 = 1$ м, $z_2 = 5$ м; значения \bar{z} равны соответственно 0,94 и 0,58, $L = \infty, C_5 = 0$.

Таблица

Значения постоянных при двух значениях D_1

D_1 м/с	\bar{C}_1	A	k	\bar{a}_1	\bar{b}_1	k_1	\bar{C}_2	C_3	C_4	C_6
0,1	0,11	5,28	$3,91 \cdot 10^{-4}$	0,35	0,67	-0,57	3,16	15,58	-4,00	5,37
0,2	0,11	9,89	$2,67 \cdot 10^{-4}$	0,66	0,62	-0,38	2,79	22,86	-4,64	4,03

Переход к размерным величинам E определяется соотношением $E(z) = (j_0/\lambda_\infty) E'(z')$. Кривые для $E'(z)$ имеют качественный характер из-за приближенного метода расчета, хотя точность вычислений можно повысить при увеличении числа разбиений кривой $\lambda(z)$. Отличие от численных расчетов на ЭВМ, результаты которых приведены в /4/, составляет примерно 10%. Поскольку зависимость $\lambda(z)$ является логарифмической, изменение D_1 в два раза приводит к изменению электропроводности на одной и той же высоте всего лишь на несколько процентов.

Рассмотрим теперь случай, когда выше слоя толщина \bar{z}_2 имеет место термическая неустойчивость или устойчивая стратификация. При наличии в случае $z > \bar{z}_2$ термической неустойчивости $E'(z')$ определяется выражением (26) с постоянными $C' = C_6$ и $C'' = C_5 = 0$, так как при $z \rightarrow \infty, E$ остается конечной:

$$E'(z') = 1 + C_8 (\alpha_{4/3} z')^{1/2} K_{3/2} (3 \sqrt[3]{\alpha_{4/3}} z'), \quad (28)$$

где $\alpha_{4/3} = (L_1/L_{4/3})$, $L_{4/3} = [D_{4/3}/4\pi\lambda_\infty]^{3/2}$, значение коэффициента $D_{4/3}$ указано в [1]. Аналогично, если при $z > \bar{z}_2$ имеет место устойчивая стратификация, получаем выражение

$$E'(z') = 1 + C_6 e^{-a_0 z'}, \quad (29)$$

где $a_0 = (L_1/L_0)$, $L_0 = \sqrt{D_0/(4\pi\lambda_\infty)}$. Определение постоянных для этих случаев производится так же, как и при наличии нейтральной стратификации. Постоянные для этих смешанных случаев, вычисленные при $D_1 = 0,2$ м/с, имеют следующие значения: $C_2 = 2,87$; $C_3 = 23,61$; $C_4 = -4,77$; $C_6 = 7,96$ (при неустойчивой стратификации) и $C_2 = 2,74$; $C_3 = 22,44$; $C_4 = -4,56$; $C_6 = 1,61$ (при устойчивой стратификации).

Для конвективно-неустойчивого приземного слоя атмосферы проводимость описывается формулой (13), так что для напряженности поля E получаем уравнение

$$-D_{4/3} z'^{4/3} \frac{d^2 E}{dz'^2} + 4\pi\lambda_\infty [1 - (\frac{z_0}{z'})^{1/3}] E = 4\pi j_0. \quad (30)$$

После нормировки: $z' = z/(L_{4/3})$, $E' = E/E_\infty$, $E_\infty = j_0/\lambda_\infty$, перехода к функции $u(z') = E'(z')/\sqrt{z'}$ и замены переменной на $\bar{x} = 3 \sqrt[3]{z'}$ при $a = 3 \sqrt[3]{z'_0} = 0,0834$ уравнение (30) принимает вид

$$\bar{x}^2 \frac{d^2 u}{d\bar{x}^2} + \bar{x} \frac{du}{d\bar{x}} - (\bar{x}^2 - a\bar{x} + \frac{9}{4}) u = -3 \sqrt{3\bar{x}}^{1/2}. \quad (31)$$

Решение уравнения (31) ищется в форме $u(\bar{x}) = \bar{u}(\bar{x}) w(\bar{x})$, где величина $\bar{u}(\bar{x}) = \bar{x}^{-1/2} W_{k,m}(2\bar{x})$, выражающаяся через функцию Уиттекера $W_{k,m}(2\bar{x})$ при $k = a/2$, $m = 3/2$, является решением соответствующего однородного уравнения. Окончательно для безразмерной напряженности электрического поля в конвективно-неустойчивом турбулентном приземном слое имеем

$$E'(z') = \sqrt[3]{z'} W_{k,m}(6 \sqrt[3]{z'}) [C_7 + \int_{z'_0}^{z'} \frac{dz''}{z''^{2/3} W_{k,m}(6 \sqrt[3]{z''})} \frac{\int_{z''}^{\infty} W_{k,m}(6 \sqrt[3]{z''''})}{z''''} dz''''], \quad (32)$$

где постоянная C_7 находится из первого граничного условия для $\frac{dE'}{dz'}(z') = 0$ при $z' = z'_0$, а вторая постоянная интегрирования C_8 выпадает

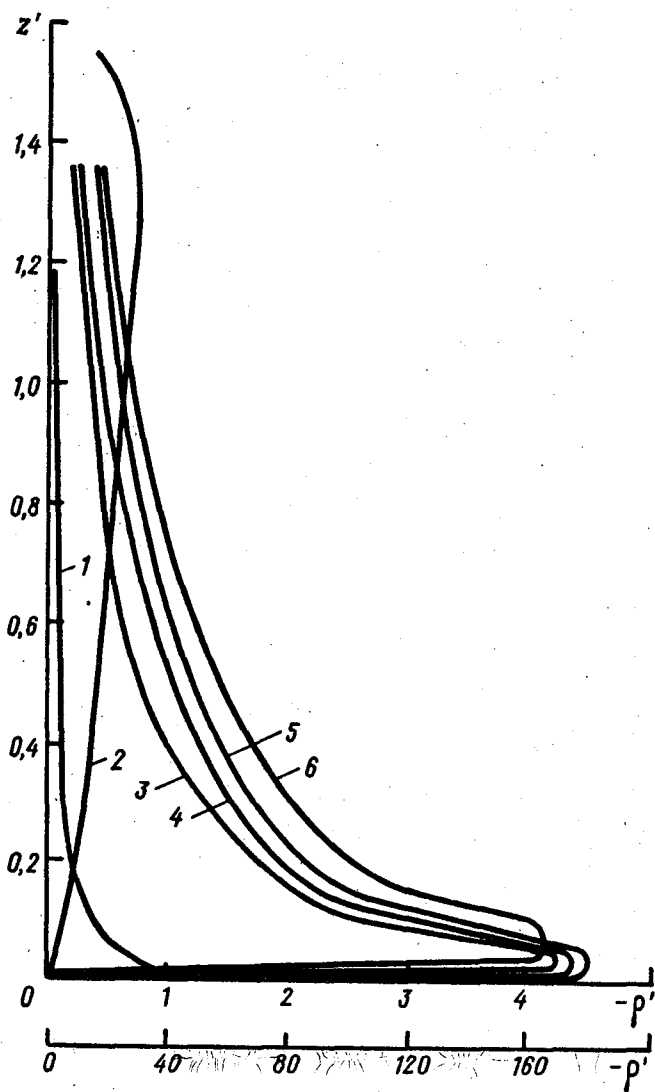
ла при обеспечении выполнения второго условия $E'(z') \rightarrow 1$ при $z \rightarrow \infty$. Для нахождения значений функции $E'(z)$ необходимы численные расчеты, которые проводились после некоторых преобразований формул (32) с использованием метода Симпсона с числом узлов $N = 100$ и вычислительном комплексе "Искра 1256". Переход к размерным значениям E осуществляется по соотношению $E(z) = (j_0/\lambda_{\infty}) E'(z/L_{4/3})$. Результаты проведенных расчетов приведены на рис. 2.

Плотность объемного заряда $\rho = dE/dz$ получается в результате дифференцирования формул, полученных для определения $E(z)$. При устойчивой стратификации $E'(z')$ описывается формулами (17), (18) и (5а), дифференцирование которых приводит к следующим выражениям для $\rho'(z')$:

$$\rho'_1(z') = C_1 Y'_1(z') + C_2 Y'_2(z') + \frac{2}{3} [Y'_2(z') \int_0^{z'} Y_1(z'') dz'' - Y'_1(z') \int_0^{z'} Y_2(z'') dz''] , \quad (3)$$

$$\rho'_2(z') = \frac{\pi \sqrt{a}}{a} e^{\frac{-\sqrt{2}az'}{2}} [J'_\nu(\sqrt{2ave}^{\frac{-\sqrt{2}az'}{2}}) \times \int_{z'_1}^{z'} Y_\nu(\sqrt{2ave}^{\frac{-\sqrt{2}az''}{2}}) dz'' + Y'_\nu(\sqrt{2ave}^{\frac{-\sqrt{2}az'}{2}}) \times \int_{z'}^{\infty} J_\nu(\sqrt{2ave}^{\frac{-\sqrt{2}az''}{2}}) dz''] - C_3 \sqrt{2ae}^{\frac{-\sqrt{2}az'}{2}} \times J'_\nu(\sqrt{2ave}^{\frac{-\sqrt{2}az'}{2}}) , \quad a = 0,605, \quad (3)$$

$$\rho'(z') = e^{\frac{-az'}{2}} \left\{ \frac{\pi}{a} [J'_\nu(ve^{\frac{-az'}{2}}) \int_0^{z'} Y_\nu(ve^{\frac{-az''}{2}}) dz'' + Y'_\nu(ve^{\frac{-az'}{2}}) \int_{z'}^{\infty} J_\nu(ve^{\frac{-az''}{2}}) dz''] - \tilde{C}_1 J'_\nu(ve^{\frac{-az'}{2}}) \right\} . \quad (3)$$



с. 3. Зависимость ρ' от z' при различных стратификациях.

1 — конвективно-неустойчивая стратификация ($L_{4/3} = 53$ м), 2 — устойчивая, 3 — конвективно-неустойчивая с динамическим подслоем, 4 и 6 — нейтральная (D_1 равно 0,2 и 0,1 м/с соответственно), 5 — устойчивая с динамическим подслоем, $\lambda_\infty = 1,08 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$; нижняя ось абсцисс — для конвективно-неустойчивой стратификации.

Функции $y_1(z')$ и $y_2(z')$, входящие в формулу (33), были указаны выше. Переход к размерной плотности заряда осуществляется с помощью соотношения $\rho(z) = j_0 / (4\pi \lambda_{\infty} L_0) \cdot \rho'[(z - z_0) / L_0]$. Результаты расчетов по этим формулам представлены на рис. 3, где также приведены кривые для случаев нейтральной и неустойчивой стратификации построенные на основе выражений для $\rho'(z)$, полученных после дифференцирования формул (23), (24), (27) – (29), (32).

Выпишем здесь для примера только формулу для $\rho'(z')$ при неустойчивой стратификации:

$$\rho'(z') = [\sqrt[3]{z'} W_{k,m}(6\sqrt[3]{z'})]' [C_7 + \int_{z_0}^{z'} \frac{dz''}{z''^{2/3} W_{k,m}^2(6\sqrt[3]{z''})} \times \\ \times \int_{z''}^{\infty} \frac{W_{k,m}(6\sqrt[3]{z''''})}{z''''} dz''''] + \frac{1}{\sqrt[3]{z'} W_{k,m}(6\sqrt[3]{z'})} \times \\ \times \int_{z'}^{\infty} \frac{W_{k,m}(6\sqrt[3]{z''})}{z''} dz'' \quad (36)$$

Значения объемного заряда ρ на высоте 10 м, получаемые по данным проведенных расчетов при $E = 100$ В/м, имеют величину порядка $10^8 \div 10^9$ эл. зар. на m^3 , т. е. не противоречат по абсолютному значению результатам наземных измерений, будучи в некоторой степени предопределенными уже принятыми граничными условиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. З и л и т и н к е в и ч С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. — Л. Гидрометеиздат, 1970. 290 с.
2. К а м к е Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. — М.: Наука, 1971, 576 с.
3. М о н и н А. С., Я г л о м А. М. Статистическая гидромеханика. Т. 1. — Л. Наука, 1965. 639 с.
4. W i l l e t J. C. An analysis of electrode effect in the limit of strong turbulent mixing. — Journ. Geophys. Res., 1978, v. 83, NC 1, p. 402–408.

СОДЕРЖАНИЕ

К. А. Семенов, Я. М. Шварц, М. П. Жукова, Л. Г. Сокопенко, В. А. Камышанова. Особенности результатов измерений величин атмосферного электричества в Воейково	3
Л. Г. Махоткин. Особенности вариаций градиента потенциала электрического поля в Лярвике, Мурманске и Окленде	9
В. П. Гордюк, Я. М. Шварц. Усовершенствование датчиков напряженности электрического поля атмосферы	13
Я. М. Шварц, К. А. Семенов. Усовершенствование измерителя электропроводности воздуха	16
А. М. Скоробогатова, Л. Г. Махоткин. Связь работ по естественной и искусственной ионизации воздуха. (К 80-летию со дня рождения Я. Ю. Рейнета)	20
Н. Н. Климин. Распределение зарядов капель, образующихся при распылении воды	25
И. Н. Дьяконова, Н. Н. Климин, О. И. Васильев. Результаты лабораторного моделирования электризации теплых облаков, обусловленной кратковременным контактом капель	31
Л. Г. Махоткин. Общий характер статистической закономерности амплитудного распределения атмосферных помех	41
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. Альтернативные параметры атмосфериков	49
Л. Г. Махоткин, Б. К. Иньков. Возможности использования побочного сигнала при измерениях фазовых параметров атмосфериков	55
Г. Ф. Павлюченков. О частотной зависимости расчетного параметра счетчиков атмосфериков	58
Л. Г. Махоткин. Расширение поисков биологического действия атмосфериков	60
В. П. Колоколов, Г. П. Павлова. Грозовая активность и ее изменение под влиянием естественных факторов и индустриальной деятельности	63
Т. В. Лободин. Очистка атмосферы при грозах	69
Т. В. Лободин. К вопросу об ущербе, наносимом грозами	70
Т. В. Лободин. Карта суммарного числа грозовых разрядов для территории СССР	72
Т. В. Лободин. Вероятностные оценки максимального числа дней с грозой и суммарной продолжительности гроз	76
И. М. Легашов. Грозовая активность в Карибском и Саргассовом морях весной 1983 г.	80
Б. А. Белов, С. Б. Гашина, Б. Ф. Евтеев, И. И. Камалдина, Г. Г. Корниенко. Комплексные экспериментальные исследования электрически активных зон в облаках слоистых форм в районе Сухуми	85
И. И. Камалдина. Характерные параметры зон высокой электрической активности в облаках слоистых форм	99

И. И. Камалдина, Г. Г. Корниенко. Пространственные характеристики облаков слоистых форм, опасных для полета самолетов с точки зрения поражения их атмосферно-электрическим разрядом	102
В. Н. Морозов. Распределение электрических характеристик в приземном турбулентном слое атмосферы	106