

Государственный комитет СССР по гидрометеорологии

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

Выпуск 527

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Б. Е. Евлева и Л. Г. Махоткина



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1990

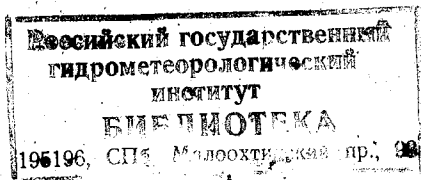
Исследуются электрические характеристики приземного слоя атмосферы, их периодические вариации и долговременный тренд, зависящий от концентрации и спектра аэрозолей; выясняется связь электризации конвективных облаков с их аэрологическими характеристиками и уточняется методика самолетных измерений; анализируются закономерности распределения атмосфериков и условия их приема; даются общие характеристики местной грозовой деятельности и сравниваются различные методы регистрации ближней грозовой обстановки.

Предназначен для специалистов—геофизиков и работников других областей, встречающихся с различными проявлениями атмосферного электричества.

Electric characteristics of the surface layer of the atmosphere, their periodical variation and long-term trend, the latter depending on the concentration of aerosols and aerosol spectrum, are considered. The relationship between electrification of convective clouds and aerological characteristics of these clouds is discussed. An airborne measuring technique is specified. Specific features of the atmospheric distribution and the conditions required for atmospheric reception are analyzed. General characteristics of the local thunderstorm activity are presented. Different methods used for registration of nearby thunderstorm situation are discussed.

The book is intended for geophysicists and specialists in other branches and technology dealing with atmospheric electricity.

257210



A 1805040400-103 25-89 (2)
069 (02) -90

© Главная геофизическая
обсерватория
им. А. И. Воейкова, 1990 г.

ISBN 5-286-00514-4

МНОГОЛЕТНИЙ ХОД ВЕЛИЧИН АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ ГГО

Градиент потенциала электрического поля в атмосфере (V') и электрическая проводимость воздуха (λ) с 1916 по 1941 г. измерялись в г. Павловске, а с 1948 г. по настоящее время — в пос. Воейково. Оба пункта расположены в окрестностях Ленинграда. Данные первого периода наблюдений обобщены в основном в статье /3/, данные второго периода анализировались в ряде статей /5, 9, 13, 14, 15/. Многолетние изменения средних значений V' и λ в течение последнего периода специально рассматривались в статьях /13, 14, 15/.

Уже по данным первых лет наблюдений в Воейково был сделан вывод о возможности рассматривать их в качестве продолжения наблюдений в Павловске /12/, что обеспечивается прежде всего близостью этих пунктов (расстояние между ними составляет всего 30 км). Строгая связь этих многолетних рядов несколько ограничивается преимущественно методическими факторами, относящимися к методике осреднения данных и, частично, к методике измерений. Градиент потенциала V' регистрировался в обоих пунктах коллекторными установками с электрографами Бенндорфа (которые лишь в самое последнее время были заменены электростатическим флюксметром), но проводимость λ регистрировалась в Павловске установкой Шеринга, а в Воейково более надежной установкой Аллика. В основной сводке результатов наблюдений, проведенных в Павловске в течение 20 лет, представлены развернутые данные о средних значениях V' и λ , вычисленных для нормальных дней /3/, тогда как для Воейково в статьях /13, 15/ приведены средние значения для всех дней. В зависимости от выборки дней средние значения λ , вычисленные для сравнения по данным за более ограниченные периоды (1930—1935 гг. в Павловске и 1981—1984 гг. в Воейково), изменяются сравнительно мало. В Павловске нормальные значения λ в среднем на 11 % меньше значений для всех дней без осадков и метелей, а в Воейково нормальные значения λ получились на 7 % больше значений для всех дней. Эта невязка объясняется прежде всего влиянием осадков и метелей, подтверждаемым сезонным изменением пониженных величин, а также некоторым субъективизмом при выборе значений в более ранний период /3/.

В Павловске была отмечена зависимость V' и λ от направления ветра со скоростью до 7 м/с. По сделанной тогда выборке данных получилось, что в среднем при южном ветре λ примерно на 4 фСм/м больше, а V' на 7 даВ/м меньше, чем при северном ветре /1/. Зависимость V' и λ от направления ветра по данным наблюдений в Воейково была изучена более подробно и оказалась более сложной /9/. После обобщения приведенных в /9/ данных по четырем основным румбам получается, что как летом, так и зимой повышенные значения λ наблюдаются при северных, а пониженные — при западных ветрах. Летом при западных ветрах наблюдаются повышенные, а при восточных — пониженные значения V' , однако зимой

восточные ветры сопровождаются повышенными значениями V' . Расхождение между зависимостями V' и λ от направления ветра в Павловске и в Воейков объясняется в основном тем, что они расположены в различных направлениях относительно Ленинграда.

Средние суточные и годовые вариации V' , амплитуды которых достаточно велики, отличаются вообще устойчивостью. Например, практически одинаковый суточный и годовой ход V' получился по данным наблюдений, сделанным разными методами с промежутком по времени более 100 лет в пунктах, расположенных на большом расстоянии друг от друга в пределах одного региона /6/. Тем более естественна согласованность среднего суточного и годового хода V' по наблюдениям, сделанным в разное время, но одинаковым методом в Павловске и в Воейково, т. е. в близко расположенных пунктах.

В отличие от этого средние вариации λ в Павловске и в Воейково согласуются лишь частично. При аналогичном годовом ходе λ обнаруживаются резкие расхождения в суточном ходе λ в летнее время, когда по данным наблюдений в Воейково имеется послеполуденный максимум, не отмечавшийся в Павловске. Из-за отсутствия послеполуденного максимума суточный ход λ в Павловске получился одинаковым летом и зимой.

Как регулярные, так и эпизодические значительные изменения V' и λ могут быть в большей или меньшей степени обусловлены изменением метеорологических факторов разного масштаба. По данным проведенных раньше сопоставлений непосредственные связи отмечаются как с комплексными метеорологическими характеристиками (типами воздушных масс), так и с процессами переноса в нижних слоях, вызывающими, в частности, увеличение λ и уменьшение V' при усилении турбулентности /1/. Связывая результаты измерений электрического фактора чистоты воздуха, проводившихся в Павловске в 1937—1939 гг. методом Швейдлера, с одновременными данными о метеорологической видимости, удалось попутно определить средний радиус аэрозольных частиц, оказавшийся равным 0,1 мкм /2/. Ошибка, допущенная в работе /2/ при выборе одного из теоретических соотношений, была исправлена в /4/.

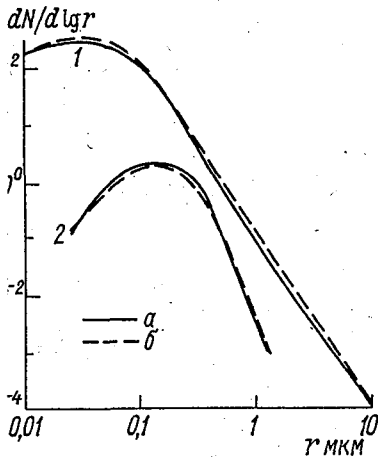
В Воейково измерения электрического фактора чистоты воздуха не проводились. В /15/ для оценки размеров аэрозолей используются литературные данные об их спектре /10/, полученные путем осреднения и аппроксимации результатов измерений, проведенных в других странах. Интегралы, численно рассчитанные в /15/, соответствуют просто нормированным значениям произведений $\bar{r}N$ для отдельных фракций аэрозоля (здесь \bar{r} — средний радиус, N — концентрация частиц). При граничных радиусах около 0,07 и 0,2 мкм нормированные значения $\bar{r}N$ близки соответственно к 0,5 и 1, так что эти оценки не противоречат полученным ранее экспериментальным данным о среднем значении \bar{r} .

В течение обоих периодов наблюдений (в Павловске и Воейково) наблюдался тренд к снижению средних годовых значений λ , проявляющийся на фоне значительных нерегулярных колебаний от года к году. Этот тренд ориентировочно оценивается значением $-0,2$ фСм/м за год. Возможно, что имеется некоторый отрицательный тренд и средних годовых значений V' , но он выражен слабо. Уменьшение средних значений λ , найденное по данным наблюдений, проведенных в 1960—1984 гг. в Воейково и в двух других пунктах в

СССР, а в разные годы в нескольких зарубежных пунктах, объясняется в работах /13, 15/ увеличением концентрации аэрозолей. Для подтверждения возможности такой интерпретации изменений λ в /15/ используются результаты работы японских специалистов, которые по данным своих расчетов и наблюдений пришли к выводу о взаимной компенсации отклонений, вызываемых изменениями интенсивности ионообразования и турбулентного перемешивания.

В заключение следует остановиться на вопросе, относящемся к более широкому кругу работ. В последнее время многие авторы /8, 11, 14, 15/ используют упомянутую уже аппроксимацию распределения аэрозольных частиц по размерам, предложенную Смеркаловым /10/. Как указывается в /10/, чтобы избежать затруднений, появляющихся при обрезании распределения Юнге /16/ области малых радиусов, многие исследователи использовали логарифмически нормальное распределение, гамма-распределение и модифицированное гамма-распределение. Заметив, что ни одно из этих распределений не описывает среднюю кривую, полученную путем обобщения результатов многочисленных измерений в различных условиях, автор /10/ аппроксимирует ее своей формулой. Вне поля зрения остался почему-то естественный вопрос о возможности обобщения самого распределения Юнге с помощью формулы типа $N/d(\lg r) = cr^n / (1 + br^m)$.

Несложный расчет, результаты которого приведены на рисунке, показывает, что вместо весьма искусственной формулы, предложенной в /10/ для



Распределение тропосферных (1) и стратосферных (2) аэрозольных частиц по размерам, полученное по осредненным экспериментальным данным, аппроксимируемым формулой Смеркалова (а) и обобщенной формулой Юнге (б).

представления среднего спектра аэрозолей, практически удобнее использовать предельно ясную формулу

$$\frac{dN}{d(\lg r)} = \frac{cr^{0,5}}{1 + br^{3,5}} \quad (1)$$

где r выражено в мкм, коэффициент $b = 13\ 000$, а коэффициент $c = 2000$.

Формула (1) подтверждается также данными наблюдений, проведенными П. К. Приюллером в Тарту в 1960–1963 гг., когда было сделано более 40 00 измерений атмосферной ионизации. При дополнительном анализе этих данных в работе /7/ найдено, что зависимость концентрации ионов n^* от радиуса r в интервалах $0,25 \cdot 10^{-2} - 5,7 \cdot 10^{-2}$ мкм (тяжелые ионы) и от $r < 0,05 \times 10^{-2}$ мкм (легкие ионы) можно аппроксимировать степенным выражением типа $n^* \approx c_1 r^q$.

Следует заметить, что $dN/d(\lg r) = c_1 r n^* \approx c_2 r^p$, где $p = q + 1$, а c_1 и c_2 — некоторые коэффициенты. Для участка тяжелых ионов, находящегося на краю рассматриваемой области (см. рисунок), в работе /7/ приведен показатель $q \approx -0,35$, откуда $p \approx 0,65$. Подставляя функцию (1) в формулу для дифференциального показателя степени $p^* = d \lg [dN/d(\lg r)]/d(\lg r)$, получим в данном случае простое выражение $p^* = 0,5 - [3,5 br^{3,5}/(1 + br^{3,5})]$. Согласно этому выражению, при $r = 0,01$ мкм показатель $p^* = 0,5$, т. е. он достаточно близок к указанному выше среднему значению $p \approx 0,65$, полученному по данным измерений.

Для участка легких ионов, который находится за пределами рассматриваемой области (см. рисунок), в работе /7/ было получено завышенное значение показателя $p \approx 1,1$. Выяснение частного вопроса о значении показателя для предельно малых частиц может быть предметом специального исследования.

Для стратосферного аэрозоля получается формула типа (1) с небольшим усложнением, но также предельно ясная по своей структуре и асимптотическому поведению:

$$\frac{dN}{d(\lg r)} = c \left(\frac{r^{0,7}}{1 + br^{2,4}} \right)^3, \quad (2)$$

в которой $b = 40$, а коэффициент c принят здесь равным 300. Круглые значения коэффициентов были выбраны сознательно, так как разброс экспериментальных данных, использованных в работе /10/ для получения средних кривых, достаточно велик и позволяет выделить только те основные закономерности, на которые нужно практически опираться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллик Р. А. О связи электрического состояния атмосферы с некоторыми метеорологическими факторами. — Труды ГГО, 1939, вып. 30, с. 34–59.
2. Аллик Р. А. Об электрическом факторе чистоты воздуха. — Труды НИУ ГМС 1941, сер. 1, вып. 4, с. 1–47.
3. Аллик Р. А., Леушин Н. И. Некоторые выводы из наблюдений над электрическим состоянием атмосферы в Слуцке (б. Павловске) за 20 лет (1916–1935 гг.). — Труды ГГО, 1939, вып. 30, с. 3–33.
4. Махоткин Л. Г. Видимость, размеры помутняющих частиц и формула Трелберта. — Труды ГГО, 1964, вып. 153, с. 102–110.
5. Махоткин Л. Г. Снова к гипотезе Эберта? — Труды ГГО, 1974, вып. 301 с. 70–74.
6. Махоткин Л. Г. Особенности годового хода градиента потенциала в южном полушарии. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 98–107.

7. Махоткин Л. Г. О классификации атмосферных ионов по П. К. Приоллеру. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 100–102.

8. Сальм Я. Й. Баланс аэроионов при симметричной стационарной ионизации. — 3-й Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 52.

9. Семенов К. А. Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха. — Атмосферное электричество. Труды 1-го Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 75–79.

10. Смеркалов В. А. Аппроксимация среднего распределения аэрозольных частиц по размерам. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 4, с. 317–321.

11. Таммет Х. Ф., Сальм Я. Й., Ихер Х. Р. и др. Спектр подвижности аэроионов в приземном воздухе. — 3-й Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 47.

12. Тверской П. Н., Огороднов Д. Е. Некоторые выводы из наблюдений над электрическим полем атмосферы в п. Воейково за три года (1948–1950 гг.). — Труды ГГО, 1952, вып. 35 (97), с. 12–20.

13. Шварц Я. М., Огуряева Л. В. Многолетний ход величин атмосферного электричества на территории СССР по данным наблюдений за 1958–1981 гг. — Атмосферное электричество. Труды 2-го Всесоюзного симпозиума. Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 46–48.

14. Шварц Я. М., Огуряева Л. В. Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое по данным наблюдений. — 3-й Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 25.

15. Шварц Я. М., Огуряева Л. В. Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое. — Метеорология и гидрология, 1987, № 7, с. 59–64.

16. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. — М.: Мир, 1965, 424 с.

АНАЛИЗ СУТОЧНОГО ХОДА ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА СТ. ЛЕРВИК

На ст. Лервик, расположенной на небольшом острове в Северном море, в течение ряда лет проводилась регистрация градиента потенциала электрического поля в атмосфере. По данным проведенных наблюдений, опубликованных в ежемесячных сборниках, издаваемых ГГО /9/, суточный ход градиента потенциала в Лервике достаточно устойчив в течение всего года и характеризуется простой волной, соответствующей известной унитарной вариации. По полувековой традиции унитарную вариацию градиента потенциала принято представлять кривыми суточного хода, полученными по данным экспедиционных наблюдений на судах „Карнеги” и „Мод” /5, 7/.

Согласованность данных о суточном ходе можно вообще оценить не только путем обычно практикуемого визуального сравнения представленных кривых, но также и путем сопоставления средних значений градиента за одни и те же часы. Исходные данные для такого сопоставления были сняты с известных графиков среднего суточного хода нормированных значений градиента потенциала по наблюдениям на судах „Мод” (V_M^*) и „Карнеги” (V_K^*), а соответствующие значения V_L^* для Лервика были получены осреднением результатов наблюдений по нормальным дням за 1977–1979 гг. с последующей нормировкой по средним суточным величинам.

Результаты попарного сопоставления сравниваемых величин V_M^* , V_K^* и V_L^* представлены на рис. 1. Экспериментальные точки располагаются в основном вдоль проведенных на графиках наклонных прямых, получающихся при условии полного совпадения данных. На всех трех графиках наблюдается примерно одинаковый разброс точек, и хотя близкие по времени наблюдения на судах „Мод” и „Карнеги” отделены от наблюдений в Лервике полувековым промежутком, согласованность каждой из пар (V_L^* , V_K^*) и (V_L^* , V_M^*) лишь немного уступает согласованности пары (V_K^* , V_M^*). Это показывает, в частности, что экспедиционные наблюдения в далеких экзотических районах не имеют определенных преимуществ по сравнению с регулярными наблюдениями в обжитом пункте на небольшом острове, расположенном сравнительно недалеко от берегов Англии.

Кривые суточного хода градиента потенциала, полученные по данным наблюдений на судах „Карнеги” и „Мод”, уже давно было принято сопоставлять с кривыми глобального суточного хода грозовой деятельности, характеризующей обычно площадью суши, занятой грозами /5, 7/. Если вместо этого обратиться к почасовому сопоставлению значений градиента потенциала V^* , площади гроз S^* или числа разрядов G^* , нормированных по соответствующим средним величинам, сразу же выделяется существенная особенность получаемых соотношений, незаметная с первого взгляда при обычном сравнении кривых. К сделанному выше сопоставлению средних значений V^* по наблюдениям на ст. Лервик и судне „Карнеги” добавляется теперь параллельное сопоставление этих данных уже не между собой, а с площадью гроз S^* и числом разрядов G^* (рис. 2.).

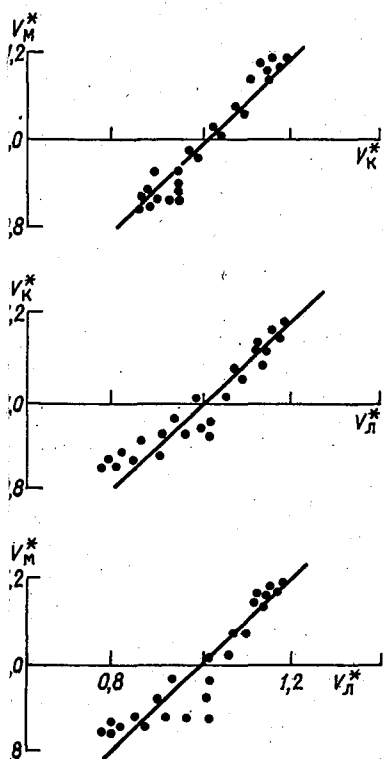


Рис. 1. Связь средних часовых значений градиентов потенциала электрического поля V_L^* , V_K^* и V_M^* (относительные единицы).

Прямые 1 и 2, полученные по экспериментальным точкам, связывают значения V^* с площадью гроз на суше по Уипплу и Скрезу /5/. Прямые 3 и 4 построены по точкам, полученным при использовании данных о площадях S^* , скорректированных путем введения поправки на вклад океанических гроз. Эта поправка была получена здесь с учетом обычного допущения об отсутствии суточного хода гроз над океанами, но при существенно измененной оценке вклада океанических гроз (считая, что средняя площадь гроз над океанами в три раза меньше средней площади гроз над сушей). Прямые 5 и 6 отнесены к постепенно распространяющейся теперь характеристике розовой деятельности по числу разрядов G^* . Предварительные данные о суточном ходе G^* над континентами были взяты из работы /1/.

Как видно из рис. 2, вполне допустимая экстраполяция к нулевым значениям S^* (или G^*) дает значения V_0^* , равные 0,56, 0,46 и 0,60 соответственно по прямым 1, 3 и 5 и 0,64, 0,47 и 0,66 соответственно по прямым 2, 4 и 6. Числа порядка 0,6, получаемые без учета океанических гроз, естественно считать завышенными, но при сделанной здесь оценке вклада этих гроз значения V_0^* снижаются не очень сильно. Для подтверждения грозовой гипотезы необходимо принять, как это сделали Уиппл и Скрез, что вклад гроз над океанами (при отсутствии суточного хода) почти в 1,5 раза больше вклада гроз над сушей /5/.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В ЭЛЕКТРОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Пониманию процессов, протекающих в электродном слое атмосферы, в немалой степени может способствовать изучение вертикального распределения электрических характеристик вблизи земли. Подобного рода исследования полезны также для совершенствования методики наземных атмосферно-электрических измерений.

В настоящей работе представлены результаты дальнейших исследований вертикальных профилей полярных электропроводностей и плотности объемного заряда легких ионов в трехметровом слое атмосферы, непосредственно прилегающем к земной поверхности. Некоторые предварительные результаты исследований вертикального распределения характеристик в слое 0–1,5 м опубликованы в работе /3/. Особенностью настоящей работы относительно упомянутой выше является то, что при подсчете плотности объемного заряда легких ионов в соответствии с соотношением

$$\rho_{\text{л. и}} = \frac{\lambda_+}{u_+} - \frac{\lambda_-}{u_-}$$

подвижности легких ионов u_+ и u_- брались не одинаковыми, как в /3/, а равными соответственно $1,36 \cdot 10^{-4}$ и $1,56 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$ (по рекомендации Х. Ф. Таммета на 3-м Всесоюзном симпозиуме по атмосферному электричеству). Отличие данной работы состоит также и в том, что используется значительно больший объем данных.

При анализе использованы результаты наблюдений, проведенных в летние месяцы 1985, 1986 и 1987 гг. на открытой паровой площадке, расположенной на обширном поле агробиологической станции Ростовского пединститута на северо-восточной окраине г. Ростова-на-Дону (преобладающие ветры — северо-восточные), а также данные, полученные в августе 1987 г. на учебной метеоплощадке кафедры метеорологии Иркутского университета на берегу оз. Байкал. Полярные электропроводности измерялись на 6–7 уровнях прибором Гердиена, рассчитанным для $u > 1 \text{ м}^2/(\text{В} \cdot \text{с})$ и работающим по методу разряда; продолжительность измерений на каждом уровне составляла 6 мин. Наблюдения велись круглосуточно. В 1985 г. получено 92 профиля каждой характеристики за 9 дней, в 1986 г. — 118 профилей за 10 дней, в 1987 г. — 425 профилей за 20 дней измерений, на Байкале — 40 профилей за 7 дней. Помимо атмосферно-электрических характеристик измерялись температура и скорость ветра на разных уровнях, что позволяло подсчитывать коэффициент турбулентности в изучаемом слое.

Осредненные за периоды наблюдений профили характеристик представлены на рис. 1. Можно предложить следующую интерпретацию наблюдаемых профилей. Положительная электропроводность в слое больше отрицательной из-за действия электродного эффекта. Уменьшение обеих электропровод-

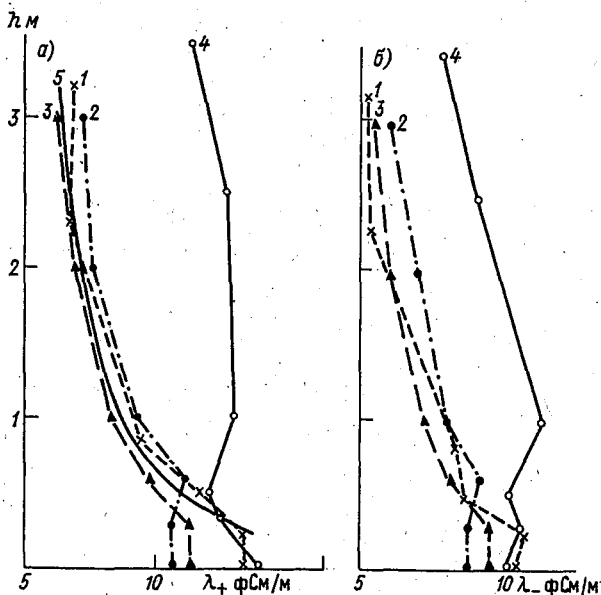


Рис. 1. Вертикальное распределение положительной (а) и отрицательной (б) электропроводности по средним данным наблюдений. 1 — в районе г. Ростова-на-Дону, август 1985 г.; 2 — там же, август 1986 г.; 3 — там же, июль 1987 г.; 4 — оз. Байкал, август 1987 г.; 5 — кривая зависимости.

ностей с высотой, начиная с некоторого уровня, меняющегося в зависимости от условий от 0 до 1 м, но чаще равного 0,3—0,6 м, обусловлено, очевидно, уменьшением по высоте концентрации радиоактивных эманаций. В слое, расположенном ниже упомянутого уровня, электропроводность по высоте в большинстве случаев практически не изменяется, а примерно в 30 % случаев уменьшается по мере приближения к земле, несмотря на то, что концентрация радиоактивных эманаций в этом слое быстро увеличивается по направлению к земной поверхности /1, 5/. Эта парадоксальная на первый взгляд ситуация объясняется, очевидно, процессами диффузии, поглощением ионов из прилежащего к земле слоя атмосферы земной поверхностью. Начиная с уровня 2—2,5 м для наблюдений в районе Ростова-на-Дону полярные электропроводности по высоте изменяются незначительно. Это может быть учтено при решении вопроса о высоте установки датчика электропроводности для проведения фоновых измерений.

Распределение полярных электропроводностей в электродном слое атмосферы в районе оз. Байкал имеет несколько иной характер. Электропроводности на протяжении 3-метрового слоя по средним за период наблюдений данным изменяются в меньшей степени, чем по данным ростовских наблюдений. Отсутствие заметного повышения λ в непосредственной близости к земной поверхности (слой 25—30 см) заставляет предполагать меньшую естественную радиоактивность почвы или меньший выход из нее радиоактивных эманаций в данной точке наблюдений по сравнению с условиями ростовских наблюдений. Сказывается, возможно, и то, что площадка на берегу Байкала покрыта густым травостоем высотой около 20 см, что увеличивает площадь адсорбирующей поверхности за счет площади листовой поверхности растительности. В среднем для изучаемого слоя полярные электропроводности на бере-

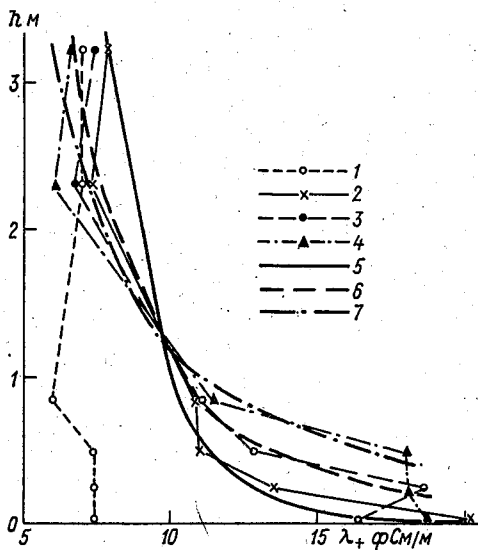


Рис. 2. Вертикальное распределение положительной электропроводности для различных условий турбулентного перемешивания.

1 — для $k > 0,50 \text{ м}^2/\text{с}$;
 2, 3, 4 — для $k < 0,25 \text{ м}^2/\text{с}$;
 5, 6, 7 — кривые аппроксимирующих функций соответственно для экспериментальных кривых 2, 3, 4.

гу Байкала заметно выше, чем в районе Ростова-на-Дону, что связано, очевидно, с чистотой воздушного бассейна в районе оз. Байкал.

Влияние турбулентности на характер изменения электропроводности с высотой можно проследить по данным наблюдений в августе 1985 г. в районе Ростова-на-Дону. На рис. 2 представлены результаты измерений положительной электропроводности, осредненные для группы профилей, полученных при наиболее высоких из наблюдавшихся значениях коэффициента турбулентности ($k > 0,50 \text{ м}^2/\text{с}$). Значения электропроводности на разных уровнях в данном случае различаются мало. При сравнительно небольших значениях коэффициента турбулентности ($k < 0,24 \text{ м}^2/\text{с}$) наблюдались профили, которые можно разбить на три группы с различной толщиной слоя поглощения H . Как видно из рисунка, при ослаблении турбулентного перемешивания заметно увеличивается электропроводность на нижних уровнях и почти не изменяется на верхних. Это обуславливает особенности вариаций электропроводности на разных уровнях в течение суток (рис. 3). Для отрицательной электропроводности зависимость от турбулентности проявляется аналогичным образом.

При анализе материала было выявлено, что для измерений в районе Ростова-на-Дону распределение положительной электропроводности по высоте, исключая слой поглощения, хорошо аппроксимируется графиком функции вида

$$\lambda = ch^{-a}$$

для всех без исключения выборок.

В среднем для трех летних периодов наблюдений, рассматриваемых здесь, значения коэффициентов s и a для положительной электропроводности оказались достаточно близкими, так что для любого из периодов применима зависимость

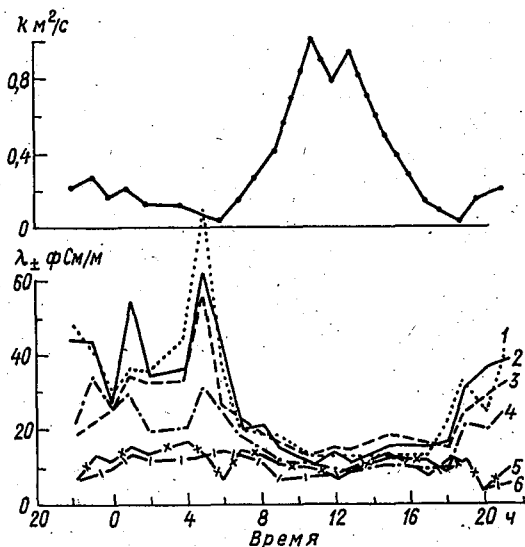


Рис. 3. Суточные вариации коэффициента турбулентности k и суммарной электропроводности λ на различных уровнях h , по данным наблюдений 17.08.85 г. в районе Ростова-на-Дону.

Кривая ... 1 2 3 4 5 6
 h м. 0 0,25 0,5 0,85 2,3 3,2

$$\lambda_{+} = 32h^{-0,29}$$

где h — в сантиметрах, λ_{+} — в фСм/м (рис. 1, кривая 5).

Отрицательная электропроводность аппроксимируется степенной функцией хуже, чем положительная, так как на ее распределение оказывает влияние электродный эффект [2], чем и обусловлены некоторые особенности вертикального профиля λ_{-} по сравнению с λ_{+} . Разброс значений коэффициентов c и a здесь заметно выше, чем для положительной электропроводности (табл. 1).

Интерес представляет аппроксимация вертикального распределения положительной электропроводности для группы профилей, полученных в условиях слабого перемешивания, показанных на рис. 2.

Таблица 1

Значения коэффициентов c и a

| 1985 г. | | 1986 г. | | 1987 г. | |
|---------|------|---------|------|---------|------|
| c | a | c | a | c | a |
| 38 | 0,32 | 34 | 0,29 | 27 | 0,27 |
| 39 | 0,37 | 31 | 0,29 | 18 | 0,20 |

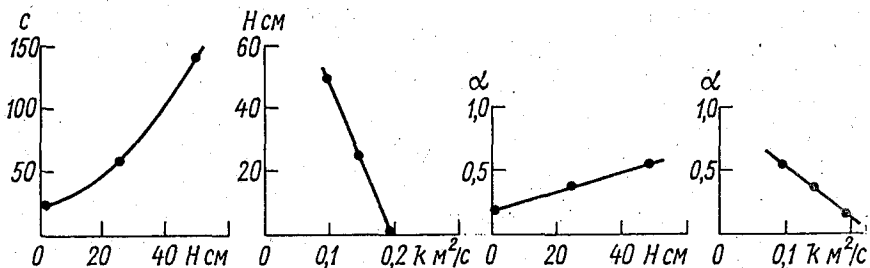


Рис. 4. Зависимости коэффициентов c и α , толщины слоя поглощения H и коэффициента турбулентности k по данным наблюдений в районе Ростова-на-Дону в условиях слабого перемешивания ($k < 0,25 \text{ м}^2/\text{с}$).

В зависимости от толщины слоя поглощения H получены следующие аппроксимирующие уравнения:

- 1) при $H = 5 \text{ см}$ $\lambda_+ = 23h^{-0,18}$ ($k = 0,20 \text{ м}^2/\text{с}$),
- 2) при $H = 25 \text{ см}$ $\lambda_+ = 57h^{-0,37}$ ($k = 0,15 \text{ м}^2/\text{с}$),
- 3) при $H = 50 \text{ см}$ $\lambda_+ = 141h^{-0,55}$ ($k = 0,10 \text{ м}^2/\text{с}$).

Графики этих уравнений представлены на рис. 2 (кривые 5–7).

Зависимости величин c , α , H и k для данной группы профилей показаны на рис. 4.

Объемный заряд легких ионов в изучаемом слое положителен, что обусловлено электродным эффектом. Его средняя за период наблюдений плотность составляет $10\text{--}20 \text{ пКл}/\text{м}^3$ для района Ростов-на-Дону и $20\text{--}30 \text{ пКл}/\text{м}^3$ для района оз. Байкал.

На рис. 5 показан типичный для рассматриваемого слоя профиль $\rho_{\text{л. и}'}$ воспроизводящийся как для большинства отдельных измерений, так и для

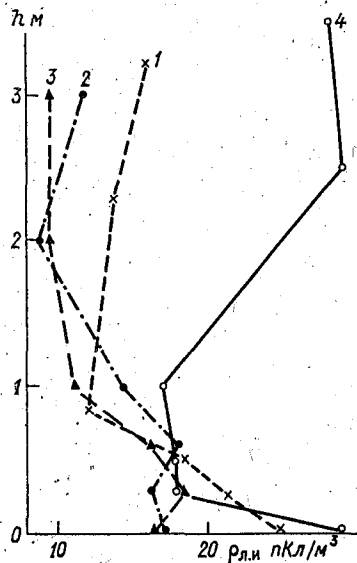


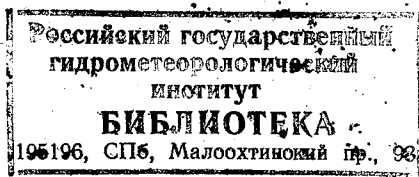
Рис. 5. Вертикальное распределение плотности объемного заряда легких ионов по средним данным наблюдений. Усл. обозначения см. рис. 1.

осреднений по различным выборкам как ростовских, так и байкальских наблюдений. Характерной чертой вертикального распределения плотности объемного заряда легких ионов является понижение значений $\rho_{л. и}$ в средней части профиля. Такой характер вертикального распределения $\rho_{л. и}$ вблизи земли связан, надо полагать, с наличием отрицательного градиента полярных электропроводностей в средней части изучаемого слоя /4/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Красногорская Н. В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 324 с.
2. Петров А. И., Бык Г. Г. Изменения плотности объемного заряда легких ионов в электродном слое атмосферы. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Л., 1984, с. 26–27.
3. Петров А. И., Петрова Г. Г. Распределение атмосферно-электрических характеристик в электродном слое в различных условиях турбулентного перемешивания. — III Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 16.
4. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 420 с.
5. Н о р р е I W. A. Electrode effect: Comparison of theory and measurement. — In: Planetary electrodynamics, 1962, v. 2, p. 167 — 181.

56337U



О СООТНОШЕНИИ ПЛОТНОСТИ ОБЪЕМНОГО ЗАРЯДА С ДРУГИМИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Регулярные комплексные измерения электрических характеристик приземного слоя атмосферы в 1930-е годы производились в отделе атмосферного электричества ГГО для исследования связи их с погодой и воздушными массами. В то время в Слуцке (Павловске), где помещался тогда отдел атмосферного электричества, кроме непрерывной регистрации градиента потенциала (V') и электрической проводимости воздуха (λ), систематически проводились наблюдения за концентрацией легких (n) и тяжелых (N) ионов электрическим фактором чистоты воздуха (R), интенсивностью ионообразования (q) и содержанием радона /1/. В конце 1940-х годов при организации работы на новой полевой базе ГГО в пос. Воейково намечалось проведение регулярных комплексных наблюдений, однако эта программа практически не была реализована. В частности, не удалось наладить измерения плотности объемного заряда (ρ) с помощью двойного куба Томсона /2/ из-за помех вызываемых колебаниями контактной разности потенциалов. Позднее собрали и подготовили установку для измерения ρ по методу Оболенского, но в работе ее не использовали. В дальнейшем регулярные наблюдения стали ограничиваться проведением непрерывной регистрации V' и λ .

В настоящее время в связи с работами по мониторингу в Институте экспериментальной метеорологии проводились комплексные экспедиционные исследования зависимости аэрозольных и электрических характеристик от метеоусловий /3, 5/, а также теоретически анализировался один из альтернативных механизмов формирования электрического поля в нижней атмосфере /6/. В этих последних работах, с одной стороны, экспериментально исследуются кратковременные вариации объемного заряда и проводимости в пределах суточного интервала, а с другой, теоретически оценивается роль диффузионной механизма для формирования электрического поля в стационарных условиях, т. е. для неограниченно большого интервала времени. По экспериментальным данным была отмечена уже известная раньше общая тенденция к уменьшению проводимости при увеличении концентрации и размеров аэрозолей /3/, не всегда проявляющаяся в суточном ходе /5/.

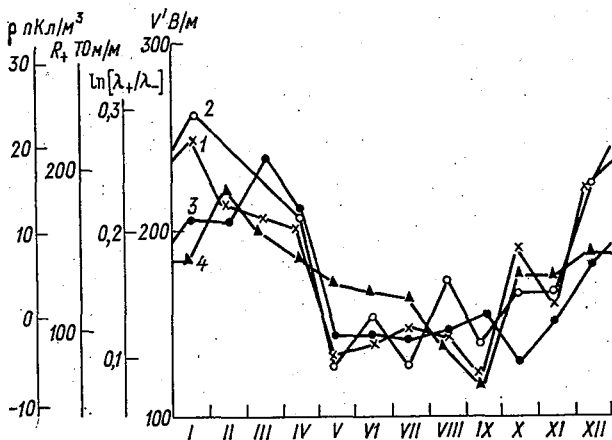
По суточному графику, приведенному в качестве примера в работе /5/, зарегистрированные изменения аэрозольной фракции объемного заряда хорошо аппроксимируются кривой, вычисленной по формуле, в которой важным множителем является логарифм отношения полярных проводимостей (λ_+/λ_-). Заметим, что в этой работе не приведены данные о вкладе аэрозольной фракции объемного заряда в интегральный объемный заряд. Объемный заряд, формируемый легкими ионами по схеме, теоретически рассмотренной в работе /6/, должен обеспечивать вклад порядка 50 % в наблюдаемое в среднем электрическом поле (или в градиент потенциала V'). По такой схеме напряженность поля, создаваемого вследствие различной подвижности положительных и отрицательных легких ионов, при обычно

наблюдаемой концентрации этих ионов и соответственно обычной проводимости слабо зависит от ее изменения, а при дальнейшем снижении проводимости начинает убывать /6/.

Из-за отсутствия достаточно продолжительных новых рядов измерений плотности объемного заряда для характеристики тех связей ρ с другими электрическими параметрами, которые проявляются в годовом ходе, придется обратиться к сопоставлению данных наблюдений, проведенных раньше в двух пунктах в районе Ленинграда. В 1951 г. ежедневные трехсрочные измерения плотности объемного заряда производились в Сестрорецке, расположенном на расстоянии 45 км от Воейкова, где регистрировался градиент потенциала (V') и полярные проводимости воздуха (λ_+ и λ_-). При таком небольшом расстоянии между пунктами, находящимися в однородных условиях, средние месячные значения вполне сопоставимы.

Плотность объемного заряда измерялась по методу Оболенского с помощью ватного фильтра в 7, 13 и 19 ч среднего местного времени, градиент потенциала регистрировался коллекторной установкой с электрографами Бенндорфа, полярные проводимости воздуха регистрировались установкой Аллика. Значения ρ , осредненные по дням с хорошей погодой, были взяты из работы /4/. Значения V' , λ_+ и λ_- получены путем осреднения данных, выбранных за такие же дни и сроки из таблиц наблюдений, проведенных в Воейкове в 1951 г. По всем этим данным построен рисунок.

Как видно из рисунка, годовой ход ρ в общих чертах, не учитывая ряд нерегулярных отклонений, аналогичен годовому ходу V' , R_+ и $\ln(\lambda_+/\lambda_-)$, причем первая гармоника вполне определенно является основной. Подобие годового хода ρ и $\ln(\lambda_+/\lambda_-)$ указывает на то, что связь этих величин, отмеченная в работе /5/ при анализе суточных колебаний, имеет достаточно общий характер и проявляется также в годовом ходе. В отличие от этого проведенное здесь сопоставление данных не дает никаких указаний в пользу сделанной в работе /6/ оценки роли диффузионного механизма.



Годовой ход V' (1), $\ln(\lambda_+/\lambda_-)$ (2), R_+ (3) и ρ (4) по наблюдениям в районе Ленинграда.

В заключение можно добавить, что поставленный в работе /4/ вопрос сентябрьском минимуме значений ρ , встречавшимся в разные годы в пунктах, расположенных на очень большом расстоянии друг от друга, остается пока открытым. Судя по рисунку, этот минимум сопровождается минимумом V' , но не выделяется по характеристикам проводимости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А л л и к Р. А. Об электрических свойствах воздушных масс. — *Метеорология и гидрология*, 1941, № 5, с. 3–7.
2. Б а р а к а н Н. Б. Новый клеточный способ измерения объемных зарядов в туманах. — *Труды НИУ ГМС СССР*, 1941, сер. 1, вып. 1, с. 96–99.
3. К а й р о В. С., Д у б р о в и н В. А. Исследование аэрозольных и электрических характеристик приземного слоя атмосферы в Восточном секторе Советской Арктики. — *Труды ИЭМ*, 1987, вып. 44 (134), с. 24–31.
4. М а х о т к и н Л. Г., С у щ и н с к и й Б. Л. Плотность объемного заряда в Сестрорецке. — *Труды ГГО*, 1960, вып. 110, с. 33–39.
5. С а в ч е н к о А. В., У в а р о в А. Д. Исследование аэрозольных, электрических и ионных характеристик приземного слоя тропосферы и их связи с метеофакторами. — *Труды ИЭМ*, 1987, вып. 44 (134), с. 9–24.
6. С в и р к у н о в П. Н. Диффузионный механизм формирования электрического поля в приземном слое атмосферы. — *Труды ИЭМ*, 1987, вып. 44 (134), с. 3–8.

КОРРЕЛЯЦИОННО-ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЛЯРНЫХ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЕЙ ВОЗДУХА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В ВОЕЙКОВЕ ЗА 1985 Г.

На протяжении нескольких десятков лет в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова производятся регулярные наблюдения основных электрических характеристик атмосферного воздуха в приземном слое: напряженности электрического поля, положительной λ_+ и отрицательной λ_- электропроводностей. На сегодняшний день подобные измерения могут существовать не только в решении проблем атмосферного электричества, но в силу своей связи с метеорологическими и микрофизическими процессами (см., например, /4, 6/) могут дать полезную информацию о загрязнении окружающей среды газовыми, аэрозольными и радиоактивными примесями, а также о влиянии метеорологических условий и рельефа местности на распространение последних.

Понятно, что выявление упомянутых связей атмосферно-электрических величин с другими физическими факторами является сложной комплексной задачей, при решении которой результаты статистического анализа рядов наблюдений занимают достойное место. В этом направлении выполнен целый ряд работ (см., например, /2, 3, 7/) и имеющиеся в них ссылки), различающихся как поставленными задачами и использованными методами, так и кодами массивами данных наблюдений.

Данная работа является еще одной попыткой подобного рода, в которой в основе рядов наблюдений λ_+ и λ_- ставится задача изучения авто- и взаимокорреляционных связей этих величин в зависимости от времени года; далее помощью гармонического анализа исследуется сезонный ход суточной составляющей наших рядов.

1. Исходные данные

В качестве исходных массивов данных выбраны ряды среднечасовых значений величин λ_+ и λ_- в Воейково, опубликованные в сборниках /1/ за 1985 г. Эти данные содержат небольшие пропуски, возникшие вследствие сбоев в регистрирующей аппаратуре. Когда подобные пробелы не превышали 4–5 ч, автор считал возможным произвести гладкую интерполяцию в рядах λ_+ и λ_- ; в остальных случаях приходилось выбирать общие интервалы в рядах наблюдений, свободные от пробелов. При длине непрерывных интервалов наблюдений 27 сут (что составляет длину отрезков $N = 24 \times 27 = 648$) за 1985 г. удалось выделить шесть подобных интервалов. Даты их начала: 22.01, 30.03, 21.05, 07.07, 1.09 и 21.12. Таким образом, несмотря на некоторую нерегулярность расположения интервалов в целом они охватывают все четыре времени года, также позволяют проследить сезонную периодичность исследуемых величин для зимнего сезона.

2. Исходные соотношения и вычислительная процедура

Для изучения авто- и взаимокорреляционных связей рядов λ_+ и λ_- произ-

водилось вычисление автоковариационных функций $P_+(t)$ и $P_-(t)$ и взаимной ковариационной функции $P_{\pm}(t)$ в соответствии со следующей формулой

$$P(i) = \frac{\sum_{j=N_0+m}^{N_0-N-m} [\lambda_a(j\Delta t) - \bar{\lambda}_a][\lambda_{\beta}(j+i)\Delta t - \bar{\lambda}_{\beta}]}{N - (m+1)}, \quad i \in [0, m] \quad (1)$$

где $a = \beta = +$ при вычислении $P_+(i)$; $a = \beta = -$ при вычислении $P_-(t)$; $a = -\beta = -$ при вычислении $P_{\pm}(t)$; N_0 — номер значения в ряду наблюдений, предшествующий началу выбранного интервала; $\Delta t = 1$ ч; m выбрано равным 72 т. е. 3 сут.

При изучении суточной составляющей с помощью гармонического анализа вычислялись квадраты величин коэффициентов Фурье отрезков наших рядов

$$c_a^2(n) = a_a^2(n) + b_a^2(n), \quad (2)$$

где

$$a_a(n) = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{i=1}^N \lambda_a(N_0+i) \cos(2\pi \cdot n \cdot i/N), \quad (3)$$

$$b_a(n) = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{i=1}^N \lambda_a(N_0+i) \sin(2\pi \cdot n \cdot i/N). \quad (4)$$

Вычисления производились для всех интервалов с номерами 1–6, время, потребное для обчета одного интервала на ЭВМ ЕС 1061, составило несколько секунд.

Результаты расчетов нормированных ковариаций $P_+(i)/P_+(0)$, $P_-(i)/P_-(0)$ и $P_{\pm}(i)/P_{\pm}(0)$ при $i \in [0, 30]$ представлены на рис. 1.

На рис. 2 представлены результаты расчета величин $c_+^2(n)$ и $c_-^2(n)$ при спектральном интервале $n \in [24, 30]$, нормированных соответственно на величины $\max c_+^2(n)$ и $\max c_-^2(n)$. Этот интервал содержит гармоническую составляющую с $n = 27$, соответствующую (при выбранной нами длине ряда $N = 648$) 24-часовой, т. е. суточной, составляющей.

Представленные на рис. 1 и 2 кривые 1–6 соответствуют номерам шести интервалов, описанных в п. 1.

3. Результаты корреляционного анализа

3.1. Анализ временного хода функции $P_+(t)/P_+(0)$ (см. рис. 1 а), характеризующей взаимосвязь последовательных измерений величины положительной электропроводности воздуха, позволяет сделать следующие выводы

— в зимний период (кривые 1 и 6) корреляции ослабевают плавно и монотонно; их величины всюду превышают соответствующие значения в другие сезоны (за исключением окрестности периода 24 ч в середине летнего сезона);

— в весенний сезон (кривая 2) происходит значительное (по сравнению с зимним) падение корреляций, имеющее характер, по-прежнему близкий к монотонному;

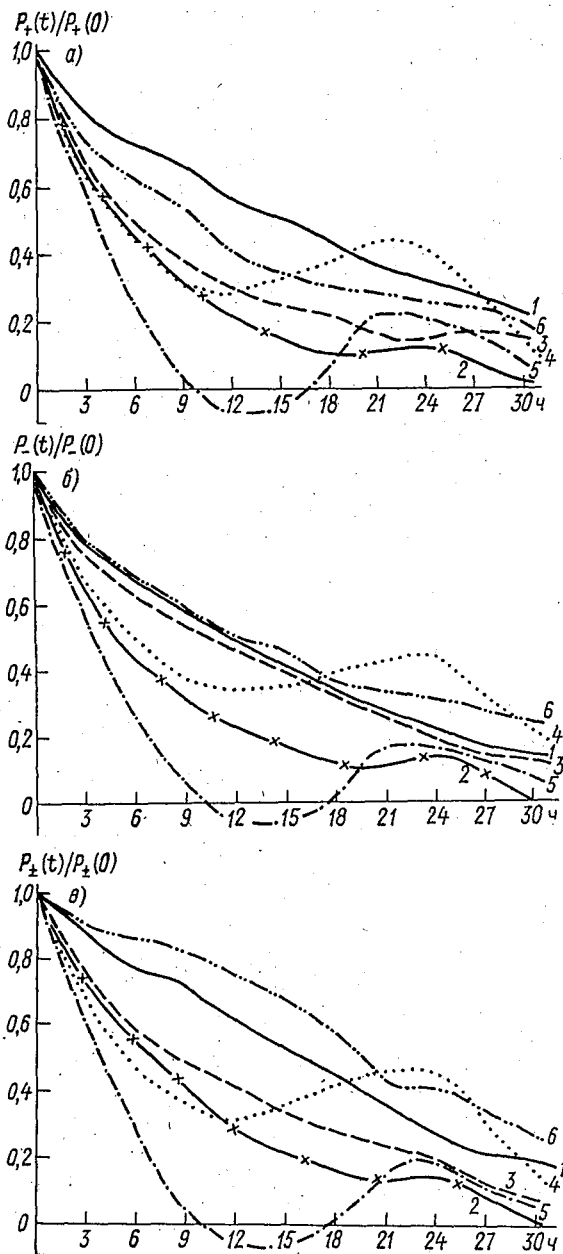


Рис. 1. Зависимость автокорреляционных функций $P_+(t)/P_+(0)$ (а), $P_-(t)/P_-(0)$ (б) и $P_{\pm}(t)/P_{\pm}(0)$ (в) от времени.
 1) 22.01.85, 2) 30.03.85, 3) 21.05.85,
 4) 5.07.85, 5) 1.09.85, 6) 21.12.85.

— в начале летнего сезона (кривая 3) вновь отмечается некоторое повышение корреляций, существенно не изменяющее общей монотонности ослабления с течением времени;

— в середине летнего сезона (кривая 4) образуется локальный минимум около 12 ч и отчетливый максимум в 21–24 ч, превышающий, как уже было упомянуто ранее, соответствующие значения даже для зимнего сезона;

— в осенний сезон ослабление корреляций наибольшее, минимум достигается (принимая, согласно расчетам, даже небольшие отрицательные значения) в районе 12–15 ч и локальный максимум достигается вновь, как и в предыдущем случае, при временном сдвиге 21–24 ч.

3.2. Анализ поведения автокорреляционной величины отрицательной электропроводности (см. рис. 1 б) позволяет сделать выводы о сходном поведении корреляций величин λ_+ и λ_- :

— медленное монотонное падение корреляций в зимний сезон и начале лета (кривые 1, 6, 3);

— относительно уменьшение корреляций ранней весной (кривая 2) по сравнению с зимой (кривые 1 и 6) и началом лета (кривая 3);

— наиболее быстрое падение корреляций ранней осенью (кривая 5);

— появление локальных минимумов при сдвиге приблизительно 12 ч и максимумов при сдвиге 24 ч в летне-осенний период (кривые 4 и 5).

В то же время наблюдаются некоторые отличия поведения корреляций величин λ_- по сравнению с λ_+ . Так, например, практически совпадают скорости ослабления корреляций в середине зимы и начале лета (кривые 1 и 3), в то время как для λ_+ различие достаточно ощутимо: ослабление корреляций λ_- в начале зимы происходит медленнее, чем в ее середине (кривые 1 и 6), в то время как для λ_+ картина обратная.

В целом корреляции величин λ_- ослабевают медленнее, чем корреляции величин λ_+ (кривые 1–6 на рис. 1 б располагаются выше соответствующих кривых на рис. 1 а), хотя различие и невелико.

3.3. Анализ функций кросс-корреляций $P_{\pm}(t)/P_{\pm}(0)$ на рис. 1 в позволяет сделать вывод о том, что в целом ход ослабления взаимных корреляций в различные сезоны идентичен поведению автокорреляций величин λ_+ и λ_- : в промежутке 0–12 ч отмечается монотонное убывание во все сезоны, причем в зимний период ослабление корреляций самое медленное. Ранней весной скорость ослабления корреляций увеличивается, а к началу лета она несколько уменьшается. После этого в середине лета скорость ослабления корреляций вновь начинает увеличиваться и достигает максимума ранней осенью.

При сдвиге 12–30 ч ослабление корреляций для зимы и начала лета сохраняет монотонный характер, в то время как в середине лета при сдвиге 24 ч возникает локальный максимум, достигающий наибольшего относительного размаха ранней осенью, хотя абсолютные значения в середине лета по-прежнему наибольшие.

Следует отметить, что относительный ход ослабления корреляций в начале зимы, в ее середине и начале лета имеет тот же характер, что и для соответствующих величин $P_-(t)/P_-(0)$ (кривые 3, 1, 6 на рис. 1 б, в расположены одинаково — друг под другом), хотя скорость ослабления взаимных корреляций ранней весной выше, чем в середине зимы (кривая 1 располагается выше кривой 3); то же самое имеет место для автокорреляций величин λ_+ ; одна-

ко в случае λ_- различие соответствующих величин незначительно.

4. Результаты гармонического анализа

Данные гармонического анализа рядов величин λ_+ и λ_- представлены на рис. 2. Основными параметрами, характеризующими результаты гармонического анализа, выбраны положение и степень „заостренности“ пиков кривых 1–6 (напоминаем, что рассматриваются амплитуды только тех гармоник, номера которых p лежат в интервале $[24, 30]$).

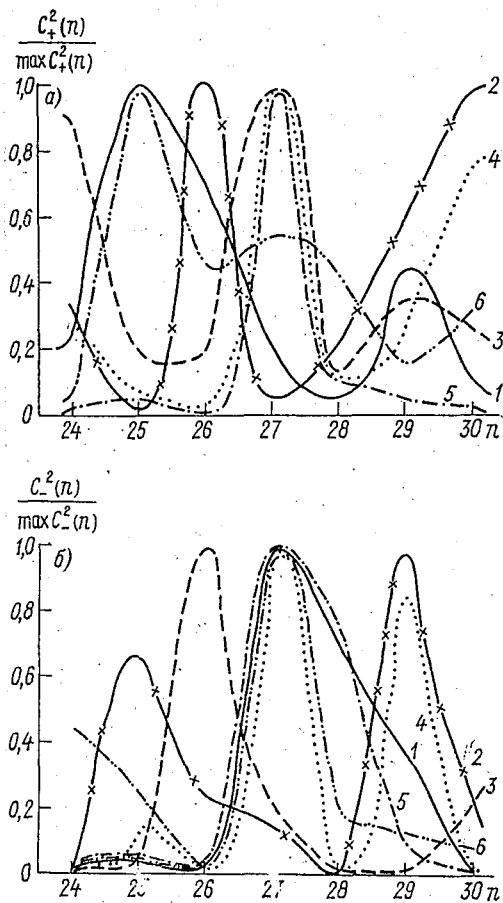


Рис. 2. Нормированные амплитуды гармонических составляющих с номерами $p \in [24, 30]$ для положительной (а) и отрицательной (б) электропроводности.

Усл. обозначения см. рис. 1.

4.1. Результаты гармонического анализа рядов величин позволяют сделать следующие выводы:

— локальный максимум величины амплитуды в зимний сезон достигается гармонической составляющей с номером 25, т. е. имеет период колебаний, превосходящий одни сутки; вторичный максимум, отвечающий суточному колебанию в начале зимы (кривая б), сдвинут в сторону короткопериодных колебаний в середине зимы;

— в начале весны (кривая 2) частота, отвечающая первому максимуму, возрастает, в то время как второй максимум увеличивается до величины первого, сдвигаясь в высокочастотную область;

— в осенне-летний период (кривые 3–5) максимальную амплитуду имеет в точности суточное колебание, причем наиболее острый и узкий пик достигается ранней осенью; в то же время в начале лета существенный вклад вносят низкочастотные составляющие (кривая 3), а в середине лета — высокочастотные (кривая 4).

4.2. Гармонический анализ рядов величин λ указывает на существование абсолютного максимума, отвечающего суточному колебанию, начиная с середины лета и до середины зимы (кривые 1, 4–6), при этом наиболее острый пик имеет место в середине лета и сопровождается вторичным относительным максимумом в высокочастотной области; в то же время осенью и в середине зимы (кривые 1 и 5) максимумы в спектре имеют наибольшую ширину:

— ранней весной (кривая 2) абсолютный максимум сдвигается в сторону высоких частот, при этом возникает меньший по величине вторичный максимум в низкочастотной области;

— в начале лета (кривая 3) абсолютный максимум имеют колебания с периодом более одних суток.

5. Обсуждение полученных результатов

Одна из основных проблем, возникающих при интерпретации результатов статистического анализа рядов наблюдений, состоит в выяснении степени достоверности выводов, полученных в конечном счете на основе некоторой случайной выборки из общего массива данных. Конкретные рекомендации, касающиеся корреляционного анализа (приведенные, например, в монографии /5/), состоят в том, что при выполнении неравенства $m/N \leq 10 \div 15\%$ значения корреляционной функции $R(p)$ (где $p \leq m$) можно считать достоверными. Напомним, что в нашем случае $m/N = 5\%$, хотя и это обстоятельство, по-видимому, не может дать полную гарантию достоверности результатов статистического анализа.

Для повышения достоверности полученных результатов существуют два пути. Первый состоит в увеличении длины используемых рядов вплоть до охвата нескольких десятилетий и сопоставлении результатов, полученных в одни и те же сезоны.

Второй путь (по мнению автора, наиболее принципиальный) состоит в изучении всей совокупности физических факторов в их взаимосвязи, определяющих электрический режим в приземном слое атмосферы. В уже упомянутых работах показано, например, что такой фактор, как направление ветра в пункте наблюдения, и, следовательно, состав переносимой им воздушной массы, существенно влияет на величину электропроводности воздуха. Другим важным фактором является состояние подстилающей поверхности. Влияние этого фактора осуществляется, с одной стороны, путем формирования конвективного режима, а с другой, путем изменения фона естественной радиоактивности в районе наблюдения. Уже перечисленных факторов (не исчерпывающих, конечно, всех существующих) достаточно для того, чтобы отчетливо осознать, что только на таком пути можно вскрыть причины

случайных или систематических суточных и сезонных вариаций исследуемых атмосферно-электрических полей и, следовательно, подвести под эмпирические результаты фундаментальную основу.

В заключение автор выражает глубокую признательность сотруднику отдела атмосферного электричества ГГО В. А. Пачину за помощь, оказанную при подготовке программ численных расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть), вып. 1—12. — Л.: Изд. ГГО, 1986.
2. Семенов К. А., Шварц Я. М., Жукова М. П. и др. Особенности результатов измерений величин атмосферного электричества в Воейкове. — Труды ГГО, 1986, вып. 498, с. 3—9.
3. Цветков А. В. Циклические процессы в атмосферном электричестве. — В кн.: Метеорологические исследования, № 27. М.: Наука, 1982, с. 49—61.
4. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 420 с.
5. Яглом А. М. Корреляционная теория стационарных случайных функций. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 280 с.
6. The Earth's Electrical Environment. — Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington, D. C., 1986, p. 263.
7. Miura K., Sekikawa T. Effects of the Vertical Profile of Meteorological elements on the Atmospheric Aerosol Concentration. — Proc. 8th Intern. Conf. Atmosph. Electr., June 13—18, 1988. Uppsala, Sweden, 1988, p. 72—74.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ИЗМЕРИТЕЛЕЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ВОЗДУХА

В ряде работ по атмосферному электричеству показано, что электропроводность воздуха в атмосфере тесно связана с характеристиками ее загрязненности и прежде всего с содержанием в ней аэрозолей. В лаборатории изучения загрязнения городов Кузбасса (ЛИЗГОК) ЗапсибНИИ Госкомгидромета разработана конструкция и изготовлено несколько опытных образцов измерителей электрической проводимости воздуха, которые установлены на пунктах типа „Пост-1” в Кемерово и расположенном на расстоянии 20 км от него населенном пункте сельского типа и с 1982 г. исследуется возможность использования измеряемой ими характеристики в оперативной практике контроля атмосферных загрязнений /1/. С целью сравнения разработанного измерителя с аналогичными приборами пунктов наблюдений за атмосферным электричеством на специализированной сети Госкомгидромета с 12 по 23 июня 1986 г. была организована экспедиция в район центральной полевой базы ГГО в Воейково, в течение которой производились параллельные измерения с помощью измерителей разработанной конструкции /2/, системы Аллика /3/ и датчика „Электропроводность-2” /4/. В дальнейшем для краткости будем именовать их соответственно измерителями ЛИЗГОК, Аллика и ГГО.

Забор атмосферного воздуха первыми двумя измерителями осуществлялся с северо-восточной стороны одноэтажного здания павильона атмосферного электричества на уровне 2,5 м от поверхности земли. Условия измерений для них можно считать практически одинаковыми, так как они располагались рядом (около 3 м). В здании также находился регистратор градиента потенциала электрического поля атмосферы, датчик которого установлен около павильона. Измеритель ГГО находился на расстоянии примерно 200 м от павильона. Результаты измерений усреднялись за каждый час. Для измерителя ЛИЗГОК данные получены в единицах шкалы самопишущего потенциометра, так как не была проведена абсолютная калибровка.

При сопоставлении среднечасовых значений электрической проводимости воздуха обращает на себя внимание синхронность их изменения. Типичным примером могут служить результаты измерений за одни сутки, приведенные на рис. 1. Хорошая согласованность данных наблюдается не только для измерителей ЛИЗГОК и Аллика, работающих в одинаковых условиях, но и для измерителя ГГО. Она достаточно четко прослеживается по результатам всех параллельных измерений, что говорит о хорошей согласованности данных, так как погодные условия практически на протяжении всего периода сравнения можно считать хорошими /5/.

На рис. 2 представлены результаты измерений за весь период сравнения при простом усреднении суточных ходов электрической проводимости воздуха. Исключались только данные, полученные во время грозы.

По результатам всех измерений были рассчитаны отношения среднесуточных часовых положительных и отрицательных значений проводимости

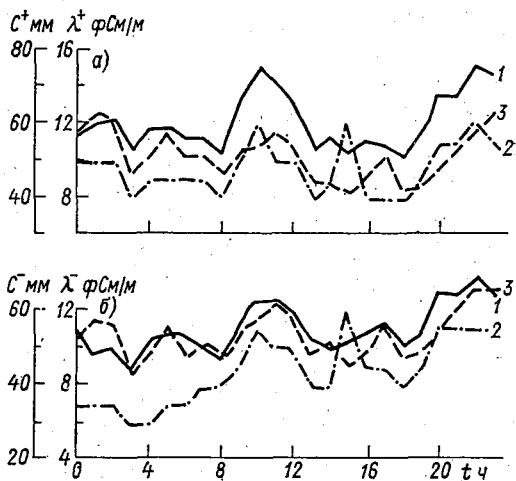


Рис. 1. Суточный ход положительной (а) и отрицательной (б) электрической проводимости воздуха в Вовкове за 22.06.1986 г.
1 — ЛИЗГОК, 2 — Аллик, 3 — ГГО.

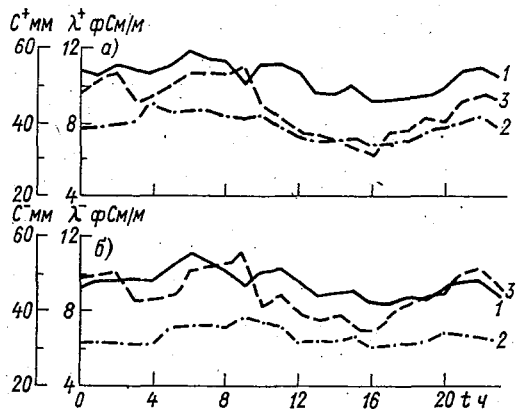


Рис. 2. Усредненный суточный ход положительной (а) и отрицательной (б) электрической проводимости воздуха в Вовкове за период 12-23.06.1986 г.
1 — ЛИЗГОК, 2 — Аллик, 3 — ГГО.

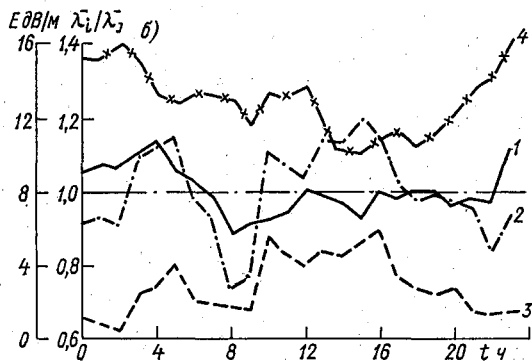
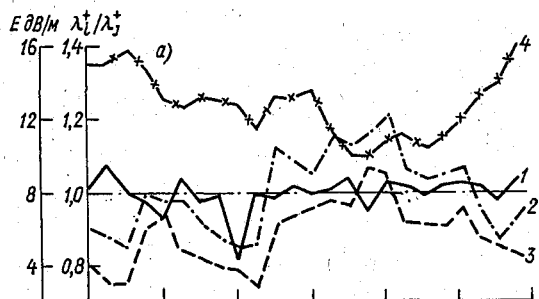


Рис. 3. Суточный ход отношения положительной (а) и отрицательной (б) электрической проводимости воздуха и градиента потенциала.

1 — ЛИЗГОК, 2 — ЛИЗГОК, 3 — Аллик, ГГО, 4 — градиент потенциала.

воздуха (λ_1^+/λ_2^+ и λ_1^-/λ_2^-), построен суточный ход отношений и гистограммы их распределений (рис. 3 и 4). Так как измеритель проводимости ЛИЗГОК не был прокалиброван, результаты измерений в последнем случае приводились к единицам проводимости в фСм/м по соотношению $\lambda_1^\pm = C^\pm K_1^\pm$, где C^\pm — значения положительной и отрицательной проводимости воздуха в единицах шкалы самопишущего потенциометра (в мм); λ_1^\pm — приведенное к каждому из измерителей значение положительной и отрицательной проводимости воздуха; K_1^\pm — коэффициент пропорциональности, полученный для каждой из зависимостей. Следует отметить, что в связи с использованием измерителей разных конструкций коэффициент пропорциональности для каждого конкретного случая имеет вполне определенное значение, полученное из средних значений проводимости для всего периода параллельных измерений, а отношения проводимостей в данном случае изменяются около среднего значения, равного единице.

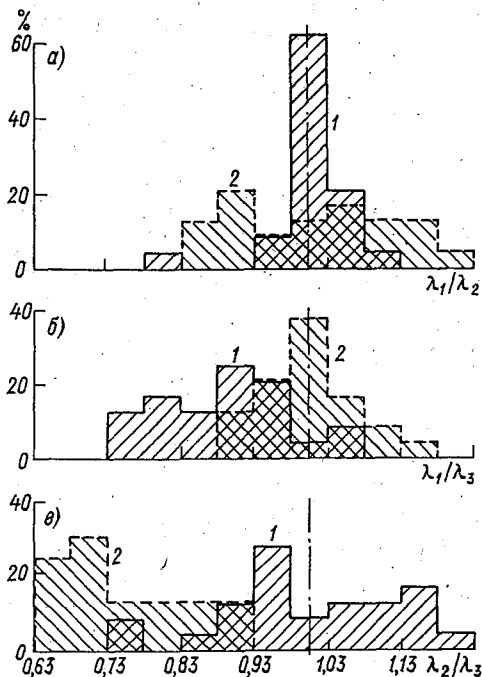


Рис. 4. Гистограммы распределения отношений положительных (1) и отрицательных (2) электрических проводимостей воздуха.

а — ЛИЗГОК, б — Аллик
 ЛИЗГОК, в — Аллик
 ГГО ГГО

Из рисунков видно, что отношения проводимостей более стабильны для измерителей ЛИЗГОК и Аллика и не выходят за пределы $\pm 20\%$. Для других комбинаций они значительно больше. Это, видимо, связано с тем, что измеритель ГГО был установлен на расстоянии 200 м от двух других измерителей и высота забора воздуха составляла 1,5 м в отличие от других измерителей, где высота равнялась 2,5 м. При установке измерителя ГГО рядом с измерителем Аллика и дальнейшем сравнении этих двух измерителей было получено среднее для всего периода сравнения ($n = 492$) соотношение $\lambda_A/\lambda_{ГГО}$, равное 0,95 при $\sigma = 0,12$.

Обращает на себя внимание взаимосвязь отношения проводимости для сравниваемых измерителей с среднесуточными часовыми данными градиента потенциала атмосферы (см. рис. 3). Для отношений проводимости с измерителем ГГО они более значительны. Одной из возможных причин большего влияния может быть установка измерителя ГГО ближе к поверхности земли, чем в других случаях [6]. Точная причина такого влияния не выяснена.

Результаты расчета коэффициентов корреляции для всех данных параллельных измерений даны в табл. 1.

Несколько меньшие коэффициенты корреляции с измерителем ГГО можно объяснить различием места его установки с двумя другими измерителями.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что измеритель электрической проводимости воздуха разработанной конструкции (ЛИЗГОК) можно использовать для осуществления непрерывного измерения электрической проводимости воздуха.

**Коэффициенты корреляции между показаниями измерителей
электрической проводимости воздуха**

| Сравниваемые измерители | ЛИЗГОК | | Аплика | | ГГО | |
|----------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | λ^+ | λ^- | λ^+ | λ^- | λ^+ | λ^- |
| ЛИЗГОК | 1 | 1 | 0,92 | 0,83 | 0,87 | 0,87 |
| Аплика | 0,92 | 0,83 | 1 | 1 | 0,89 | 0,86 |
| ГГО | 0,87 | 0,87 | 0,89 | 0,86 | 1 | 1 |

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И с а е в Г. С. Возможность использования электрических характеристик атмосферы для оценки интегрального уровня загрязнения. Тезисы III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Тарту, 28–31 октября 1986 г. – Тарту, ТГ 1986. – 300 с.
2. И с а е в Г. С., Га у с А. И. Измеритель интегрального показателя загрязнения атмосферного воздуха. Тезисы докладов II Всесоюзной конференции „Методы и средства контроля загрязнения атмосферы и промышленных выбросов и их применение” 27–29 октября 1986 г. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 102 с.
3. И м я н и т о в И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. – М.: Гостехиздат, 1957. – 483 с.
4. Со ко л е н к о Л. Г., Ш в а р ц Я. М. Датчик электрической проводимости воздуха. – См. наст. сб.
5. Се м е н о в К. А. Хорошая погода и элементы атмосферного электричества. – Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 112–119.
6. Ч а л м е р с Д. Ж. Атмосферное электричество / Пер. с англ. под ред. И. М. Имянитова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 420 с.

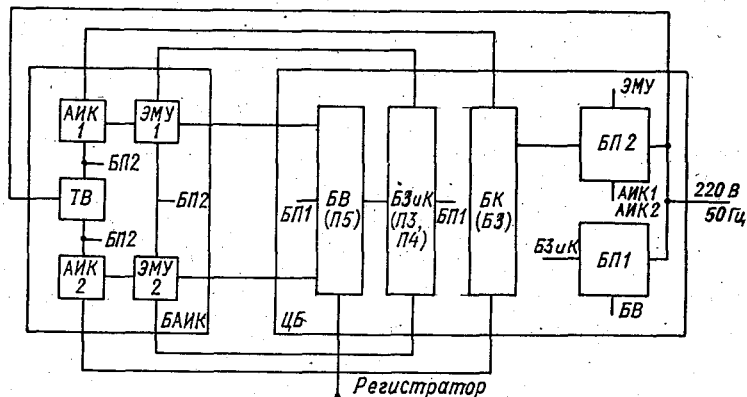
ДАТЧИК ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ВОЗДУХА

Для измерения электрической проводимости воздуха был разработан датчик с условным названием „Электропроводность-1” /1/. Он успешно применялся для эпизодических измерений в местах расположения фоновых станций, в заповедниках, на научно-исследовательских судах. В течение нескольких лет датчик эксплуатировался на ст. Мирный в Антарктиде. Датчик состоял из первичного и вторичного преобразователей и блока управления. Основную часть первичного преобразователя составлял аспирационный конденсатор с турбовентилятором, вторичного преобразователя — промышленный электрометрический усилитель У5-7, блока управления — коммутатор и блоки питания аспирационного конденсатора и исполнительных элементов системы управления. Последовательное измерение обеих полярностей электрической проводимости воздуха имело преимущество, заключающееся в том, что для измерения использовался один и тот же канал, но было связано с постоянной коммутацией в высокоомной цепи электрометрического усилителя, что иногда приводило к появлению дополнительных помех. Эксплуатационные трудности вызывала кабельная система соединения собирающей обкладки аспирационного конденсатора с выходом электрометрического усилителя вследствие малой допустимой ее длины, высоким требованиям к изоляции соединительного кабеля и его монтажу. Ограничивалась возможность воздействия механических сил на кабель из-за появления пьезоэлектрического и трибоэлектрического эффектов.

Поэтому на базе описанного датчика был создан новый датчик электрической проводимости воздуха, которому было присвоено условное название „Электропроводность-2”. С его помощью происходит одновременное измерение обеих полярностей электрической проводимости воздуха. Диапазон измерений датчика можно регулировать в пределах 2—20—50 фСм/м, предел изменения выходного напряжения ± 1 В, выходное сопротивление не более 100 Ом, время установления показаний не более 100 с, потребляемая мощность не более 100 В · А. Основная относительная погрешность измерения задана выражением $\pm 0,05 \pm 0,02 \lambda_p / \lambda_{pm}$, где λ_{pm} — предел диапазона измерений, λ_p — текущее значение полярной проводимости, и составляет для ожидаемых средних значений электрической проводимости примерно 10—15 %.

Структурная схема датчика представлена на рисунке. Датчик состоит из двух блоков: БАИК — блока аспирационных измерительных конденсаторов и ЦБ — центрального блока. БАИК состоит из двух АИК — аспирационных измерительных конденсаторов, двух ЭМУ — электрометрических усилителей, ТВ — турбовентилятора. ЦБ состоит из БВ — блока выхода, БЗиК — блока защиты и коммутации, БК — блока контроля, БП1 и БП2 — блоков питания БАИК и ЦБ. АИК выполнены так же, как в ранее предложенном датчике /4, 5, 6/.

Особенностью датчика является совмещение электрометрических усилителей с аспирационными конденсаторами, что снимает высокие требования



Структурная схема датчика электрической проводимости воздуха.

к кабельной системе. ЭМУ представляет собой усилители тока с глубокой отрицательной обратной связью по напряжению [3]. ЭМУ состоит из балансного усилителя на полевых транзисторах КП305Е со стабилизатором тока на КТ312А и усилителя на микросхеме К153УД1. Резистор в цепи обратной связи является измерительным, номинальное значение его сопротивления 10^{12} Ом. БВ — обеспечивает регулировку „нуля“, коэффициента преобразования и времени установления сигнала. БЗиК — обеспечивает защиту полевых транзисторов ЭМУ от перегрузок. БП1 и БП2 — блоки питания АИК, ЭМУ и ЦБ. БК — блок контроля рабочих измерительных каналов датчика. Блок контроля состоит из двух генераторов линейно изменяющегося напряжения (ГЛИН), подключаемых во время контроля к отталкивающим обкладкам АИК. Подробно принцип работы блока и его устройства изложены в [7].

Макет описанного датчика успешно использовался в качестве измерителя электрической проводимости воздуха в устройстве для совместного измерения интенсивности ионообразования и электрической плотности аэрозоля [2]. Датчик использовался в работах на научно-исследовательских судах, в экспедиции на о. Врангеля, Карадагской полевой экспериментальной базе и на пункте наблюдения за атмосферным электричеством в Вейковке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов К. А., Соколенко Л. Г., Шварц Я. М. Исследование прибора для измерения электропроводности воздуха. — Труды ГГО, 1980, вып. 424, с. 74–82.
2. Семенов К. А., Соколенко Л. Г., Шварц Я. М. Совместное измерение электрической плотности аэрозоля и интенсивности ионообразования. — Труды ГГО, 1988, вып. 514, с. 3–11.
3. Струсь А. И., Ганшин В. П. Прибор непрерывной регистрации полярных проводимостей воздуха в диапазоне геомагнитных пульсаций 0,01–1,0 Гц. — Измерительная техника, 1981, № 11, с. 82–84.

4. ~~Т а м м е т~~ ~~Х. Ф.~~, ~~Ш в а р ц~~ ~~Я. М.~~ Устройство для измерения электропроводности воздуха. Авт. свид. № 464881. — Бюлл. изобретений, 1975, № 11.

5. ~~Т а м м е т~~ ~~Х. Ф.~~, ~~Ш в а р ц~~ ~~Я. М.~~ Измерительный конденсатор. Авт. свид. № 48811. — Бюлл. изобретений, 1976, № 12.

6. ~~Ш в а р ц~~ ~~Я. М.~~ Устройство для измерения электропроводности воздуха. Авт. свид. № 456243. — Бюлл. изобретений, 1975, № 1.

7. ~~Ш в а р ц~~ ~~Я. М.~~, ~~С е м е н о в~~ ~~К. А.~~ Усовершенствование измерителя электропроводности воздуха. — Труды ГГО, 1988, вып. 498, с. 16–20.

К РАСЧЕТУ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ

В областях „хорошей погоды“ нестационарные электрические процессы описываются уравнением:

$$\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \Delta\varphi + \nabla(\lambda \nabla\varphi) = 0, \quad \vec{E} = -\nabla\varphi. \quad (1)$$

Граничные и начальные условия для уравнения (1) имеют вид:

$$\varphi|_{r=R} = 0, \quad \varphi|_{r=R+h} = \varphi_{\infty}(t), \quad -\nabla\varphi|_{t=0} = \vec{E}(r, 0), \quad (2)$$

где φ – потенциал электрического поля, $\varphi_{\infty}(t)$ – потенциал ионосферы, E – напряженность электрического поля, λ – электропроводность атмосферы, r – радиальная координата в системе координат с центром в центре Земли, h – высота до верхних проводящих слоев атмосферы, R – радиус Земли.

В плоском ($R \gg h$), одномерном случае вместо (1) и (2) имеем уравнения:

$$\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) = 0, \quad (3)$$

$$\varphi|_{z=0} = 0, \quad \varphi|_{z=h} = \varphi_{\infty}(t), \quad -\frac{\partial \varphi}{\partial z}|_{t=0} = E(z, 0);$$

где $z = r - R$.

Решение уравнения (3) при $\lambda = \lambda(z)$, не зависящей от времени, представляется в следующем виде:

$$\varphi(z, t) = -4\pi \int_0^z \int_0^t j_0(t') e^{-4\pi\lambda(z')(t-t')} dz' dt' - \int_0^z E(z', 0) e^{-4\pi\lambda(z')t} dz', \quad (4)$$

где $j_0(t)$ – плотность электрического тока.

Напряженность электрического поля $E(z, t)$ определяется выражением

$$E(z, t) = E(z, 0) e^{-4\pi\lambda(z)t} + 4\pi \int_0^t j_0(t') e^{-4\pi\lambda(z)(t-t')} dt'. \quad (5)$$

Полагая $z = h = \infty$, получим выражение для потенциала ионосферы

$$\varphi_{\infty}(t) = -4\pi \int_0^{\infty} \int_0^t j_0(t') e^{-4\pi\lambda(z)(t-t')} dz' dt' - \int_0^{\infty} E(z, 0) e^{-4\pi\lambda(z)t} dz. \quad (6)$$

Полученные соотношения (4)–(6) позволяют по известному закону изменения $\varphi_{\infty}(t)$ найти закон изменения $j_0(t)$, $E(z, t)$, $\varphi(z, t)$ и, наоборот, по известному закону изменения $j_0(t)$ определить закон изменения $\varphi(z, t)$,

$\infty(t)$, $E(z, t)$. Для решения первой задачи применим к соотношениям (4) — (8) преобразование Лапласа $\hat{f} = \int_0^{\infty} e^{-pt} f(t) dt$ /1/. В этом случае, полагая $(z, 0) = 0$, получим:

$$(z, p) = -4\pi j_0(p) \int_0^z \frac{dz'}{4\pi\lambda(z') + p},$$

$$(z, p) = 4\pi j_0(p) [4\pi\lambda(z) + p]^{-1},$$

$$\infty(p) = -4\pi j_0(p) \int_0^{\infty} \frac{dz}{4\pi\lambda(z) + p}. \quad (7)$$

Для атмосферы с экспоненциальной электропроводностью: $\lambda = \lambda_0 e^{az}$ для $\varphi_{\infty}(p)$ имеем выражение

$$\infty(p) = -\frac{4\pi}{ap} j_0(p) \ln \left(1 + \frac{p}{4\pi\lambda_0} \right). \quad (8)$$

Если $\varphi_{\infty}(t) = \varphi_{\infty} = \text{const}$, тогда $\hat{\varphi}_{\infty}(p) = \frac{\varphi_{\infty}}{p}$ и из уравнения (8) получим следующее соотношение для $j_0(p)$:

$$(p) = -\frac{\varphi_{\infty} a}{4\pi \ln(1 + p\tau_0)}, \quad \tau_0 = \frac{1}{4\pi\lambda_0}. \quad (9)$$

Используя таблицы преобразований Лапласа /1/, имеем для оригинала $j_0(t)$ выражение

$$(t) = -\lambda_0 \varphi_{\infty} a e^{-4\pi\lambda_0 t} \int_0^{\infty} (4\pi\lambda_0 t)^{\xi-1} \frac{d\xi}{\Gamma(\xi)}, \quad (10)$$

где $\Gamma(\xi)$ — гамма-функция.

Представим интеграл, входящий в выражение (10) в следующем виде

$$(t) = \int_0^{\infty} \left(\frac{t}{\tau_0} \right)^{\xi-1} \frac{d\xi}{\Gamma(\xi)} = \int_0^1 \left(\frac{t}{\tau_0} \right)^{\xi-1} \frac{d\xi}{\Gamma(\xi)} + \nu(t),$$

$$(t) = \int_1^{\infty} \left(\frac{t}{\tau_0} \right)^{\xi-1} \frac{d\xi}{\Gamma(\xi)}. \quad (11)$$

При достаточно больших отношениях $t/\tau_0 \gg 1$, первый интеграл в (11) стремится к нулю, а для второго интеграла имеет место асимптотическое представление /2/:

$$v(t) = e^{t/\tau_0} - \int_0^{\infty} \frac{e^{-t/\tau_0 x} dx}{x[\pi^2 + (\ln x)^2]} \quad (12)$$

Из этого представления для $v(t)$ следует, что $j_0(t)$ стремится к выражению $-\lambda_0 \varphi_{\infty} a$ при $t \rightarrow \infty$.

Для потенциала электрического поля $\varphi(z, t)$ и напряженности электрического поля $E(z, t)$, используя полученное выше выражение для $j_0(t)$, имеем:

$$\begin{aligned} \varphi(z, t) &= \varphi_{\infty} \left[1 - \int_0^t v_1(t-x) E_1\left(\frac{x}{\tau(z)}\right) dx \right], \\ E(z, t) &= -\varphi_{\infty} a e^{-az} \int_0^t \frac{1}{\tau(z)} e^{-x/\tau(z)} v_1(t-x) dx, \end{aligned} \quad (13)$$

где

$$\tau(z) = \frac{1}{4\pi\lambda(z)}, \quad v_1(t) = e^{-t/\tau_0} v\left(\frac{t}{\tau_0}\right), \quad E_1\left(\frac{t}{\tau(z)}\right) = \int_1^{\infty} e^{-t/\tau(z)u} \frac{du}{u}.$$

Отметим, что при $t/\tau_0 \gg 1$, для (13) справедливы следующие асимптотические выражения:

$$\begin{aligned} \varphi(z, t) &= \varphi_{\infty} \left[1 - e^{-az} \int_1^{\infty} \frac{1}{u^2} (1 - e^{-t/\tau(z)u}) du \right], \\ E(z, t) &= -\varphi_{\infty} a e^{-az} (1 - e^{-t/\tau(z)}). \end{aligned} \quad (14)$$

Обратимся к рассмотрению случая, когда $\varphi_{\infty}(t) = \varphi_{\infty}^0 + \varphi_{\infty}^1 \sin \omega t$. Первое слагаемое в этом выражении для $\varphi_{\infty}(t)$ дает решение, которое приведено выше, наличие второго слагаемого приводит к появлению гармонических колебаний плотности электрического тока и напряженности электрического поля. В этом случае установившееся решение интегрального уравнения

$$\varphi_{\infty}^1 \sin \omega t = -4\pi \int_0^{\infty} \int_0^t j_0(t') e^{-4\pi\lambda(z)(t-t')} dz dt' \quad (15)$$

будем искать в следующем виде:

$$j_0(t) = A \sin \omega t + B \cos \omega t, \quad (16)$$

где A, B — постоянные.

Подставляя выражение (16) в уравнение (15), для постоянных A и B найдем:

$$A = -\varphi_{\infty}^1 a \omega \frac{\pi/2 - \operatorname{arctg} 4\pi\lambda_0/\omega}{\pi \left[\frac{1}{4} \ln^2 \left(1 + \frac{\omega^2}{16\pi^2 \lambda_0^2} \right) + \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{4\pi\lambda_0}{\omega} \right)^2 \right]}$$

$$B = -\varphi_{\infty}^1 a \omega \frac{\ln \left(1 + \frac{\omega^2}{16\pi^2 \lambda_0^2} \right)}{\frac{1}{2} \ln^2 \left(1 + \frac{\omega^2}{16\pi^2 \lambda_0^2} \right) + 2 \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arctg} \frac{4\pi\lambda_0}{\omega} \right)^2} \quad (17)$$

Из выражений (17) следует, что при $\omega \ll 4\pi\lambda_0$ $B \approx 0$ и $A \approx a\lambda_0\varphi_{\infty}^1$, т. е. колебания плотности электрического тока и потенциала ионосферы происходят синфазно. При глобальных вариациях потенциала ионосферы $\varphi_{\infty}(t)$ частотами $\omega \sim 4\pi\lambda_0$ колебания $j_0(t)$ в разных точках земной поверхности югут иметь сдвиг фаз вследствие различия значений электропроводности в различных районах земного шара. Возможно, что именно это обстоятельство определяет сдвиг фаз в колебаниях плотности электрического тока в глобальном эксперименте /3/.

Обратимся теперь к рассмотрению второй задачи, когда задан закон изменения $j_0(t)$ со временем и требуется установить временную зависимость (z, t) , $\varphi_{\infty}(t)$, $E(z, t)$. В работе /4/ указывается, что для поддержания баланса эквой цепи необходимо, чтобы ток, даваемый всеми грозowymi облаками, уравновешивал ток, текущий в областях атмосферы, где грозвые облака отсутствуют, т. е. должно выполняться равенство

$$I_i(t) = \int_S \left(\lambda E + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial E}{\partial t} \right) dS, \quad (18)$$

де $I_i(t)$ — электрический ток, даваемый i -м грозвым источником, S — площадь земной поверхности, где отсутствуют грозвые источники.

Если предположить, что подынтегральное выражение в (18) не зависит от зчек на земной поверхности (модель сферической Земли), получим, что лотность электрического тока в областях хорошей погоды $j_0(t) = \frac{1}{S} \sum I_i(t)$. Тогда образ Лапласа $\hat{j}_0(t)$ есть $j(p) = \frac{1}{S} \sum I_i(p)$. Для определения $\hat{\varphi}(z, p)$, $\hat{\varphi}_{\infty}(p)$ и $\hat{E}(z, p)$ необходимо подставить это выражение в (7). Закон изменения $\varphi(z, t)$, $\varphi_{\infty}(t)$, $E(z, t)$ со временем определяется временным изменением (t) . Можно найти временные изменения этих электрических характеристик, спользуя непосредственно соотношения (4) — (6) при $E(z, 0) = 0$. Так, читая, что грозвые генераторы действуют постоянно в течение достаточно ольшого промежутка времени ($I_i(t) = \text{const}$), и интегрируя правые части 4) — (6), получим:

$$\varphi_{\infty}(t) = \frac{\sum I_i}{\lambda_0 S a} \left(1 - \int_0^t e^{-4\pi\lambda_0 t/u} du \right),$$

$$\varphi(z, t) = \frac{\sum_i I_i}{\lambda_0 S a} \left[(1 - e^{-az}) - \int_{e^{-az}}^1 e^{-4\pi\lambda_0 t/u} du \right],$$

$$E(z, t) = \frac{\sum_i I_i}{S\lambda_0} e^{-az} (1 - e^{-4\pi\lambda(z)t}). \quad (19)$$

Выражения (19) описывают процесс установления электрического стационарного режима в областях, удаленных от грозовых облаков. Используя соотношения (4) — (6), можно получить вместо (19) более общие выражения, например, если задать $I_i(t)$ в виде ступенчатой функции.

Из полученных выражений (19) следует также, что если релаксация напряженности электрического поля в данной точке атмосферы определяется значением электропроводности в данной точке, то релаксация потенциала электрического поля определяется не только электропроводностью в данной точке атмосферы, но и также значениями электропроводности в нижележащих слоях атмосферы, что выражается в появлении интегральных членов в (19), которые при $t \rightarrow \infty$ стремятся к нулю.

Рассмотренный выше подход можно использовать для решения обратной задачи о восстановлении потенциала ионосферы по измеренным значениям напряженности электрического поля и плотности электрического тока при заданном профиле электропроводности атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Диткин В. А., Прудников А. П. *Интегральные преобразования и операционное исчисление*. — М.: Наука, 1974. — 542 с.
2. Бейтмен Г., Эрдейи А. *Высшие трансцендентные функции. Эллиптически автоморфные функции. Функции Ламе и Матье*. — М.: Наука, 1967. — 229 с.
3. Ruhnke L. H., Tammet H. F., Arold M. Atmospheric electric current at widely space stations. Proceeding in atmospheric electricity, edited by Ruhnke L. H., Latham J. A., Deepak publishing, Hampton, Virginia, 1983, p. 76—78.
4. Ruhnke L. H. Area overaging of atmospheric electric current. Journal of geomagnetism and geoelectricity, 1969, v. 21, N 1, p. 453—462.

ВЛИЯНИЕ ИНДУСТРИАЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОГО БАСЕЙНА НА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ АТМОСФЕРЫ В РОСТОВЕ-НА-ДОНУ

В ряду атмосферно-электрических характеристик, которые являются хорошими индикаторами чистоты атмосферы /1, 2, 3/, электропроводность, быть может, предпочтительнее других, поскольку определяется как концентрацией носителей заряда, главным образом легких ионов, так и их средней подвижностью, тесно связанной с ионным спектром. Оба эти параметра, по данным исследований /4—6/, реагируют на наличие любых загрязнений атмосферы: аэрозольного, химического, радиоактивного. В этом отношении электропроводность может считаться комплексным индикатором, характеризующим общее загрязнение атмосферы.

Возможность использования результатов измерения электропроводности для изучения загрязнения воздушного бассейна городов и прилегающих к ним территорий индустриальными выбросами продемонстрирована в ряде работ. В частности, отмечается стойкое уменьшение электропроводности при направлениях ветра со стороны города.

С сентября 1976 г. по май 1978 г. производились непрерывные измерения электропроводности атмосферы в городских условиях (на северо-восточной окраине города), а с 1966 по 1978 г. — в сельских условиях в летние месяцы (в 30 км северо-восточнее города).

В сельских условиях электропроводность измерялась на высоте 1,5 м круглосуточно с трехчасовым интервалом. Приборы были установлены на ровном паровом поле. В городских условиях измерения производились ежедневно с 9 до 21 ч также с трехчасовым интервалом. Измерительная установка помещалась у окна на уровне третьего этажа с южной стороны 4-этажного здания.

На рис. 1 а, б представлены диаграммы, показывающие зависимость суммарной электропроводности атмосферы на окраине города от направления ветра соответственно летом и зимой. Как видно из рисунка, электропроводность воздуха при ветрах со стороны города (южный, юго-западный, западный) меньше, чем при ветрах противоположного направления (северный, северо-восточный, восточный) на 21 % летом и на 35 % зимой.

Для зимних месяцев по данным радиозондирования был определен параметр стратификации пограничного слоя атмосферы μ . Для $-300 < \mu < -100$ (слабая устойчивая стратификация) уменьшение электропроводности при перемене направления ветра с „чистого“ на „грязное“ составило в среднем 55 %, для $-100 < \mu < 100$ (равновесная стратификация) — 40 %. Это связано, очевидно, с тем, что степень загрязнения воздушного бассейна города индустриальными выбросами в значительной мере определяется стратификацией атмосферы. Загрязняющие примеси при устойчивой стратификации, не способствующей вертикальному обмену, накапливаются в приземном слое атмосферы, что и вызывает более заметное снижение электропроводности по сравнению с равновесными условиями.

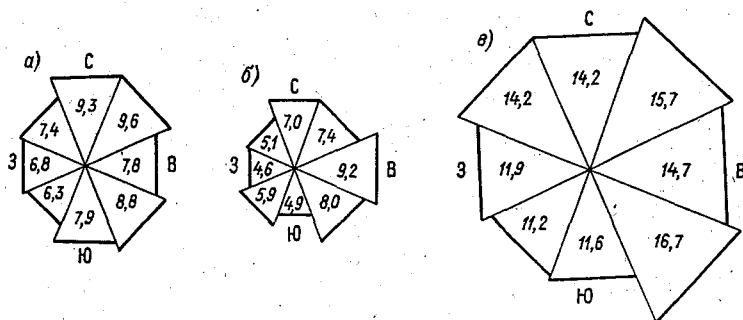


Рис. 1. Суммарная электропроводность (фСм/м) при различных направлениях ветра по данным наблюдений в городских условиях летом (а) и зимой (б) и в сельских условиях (в).

По результатам городских измерений зимой 1975-76 г. и летом 1976 г. вычислены средние значения электропроводности для выходных дней и будней. Оказалось, что электропроводность в будни понижена зимой на 29 % и летом на 11 % по сравнению с выходными днями, когда не работают предприятия и меньше поток транспорта на городских улицах.

Для того чтобы проследить закономерности изменения электропроводности при разных направлениях ветра на некотором удалении от промышленных центров, использованы материалы четырех экспедиций, проведенных в одном и том же пункте наблюдений, как указывалось, в 30 км северо-восточнее Ростова-на-Дону. Осредненная по данным этих экспедиций диаграмма показана на рис. 1 в. Судя по ней, наименьшая электропроводность наблюдалась при направлениях ветра со стороны города (Ю, Ю-З, З); λ на 31 % ниже, чем при юго-восточном направлении со стороны обширного сельскохозяйственного района. Понижена на 12 % электропроводность и при восточном направлении ветра: в 12 км восточнее пункта наблюдений расположен г. Новочеркасск. Прослеживается и влияние транспортных выбросов со стороны трассы Ростов-на-Дону — Новочеркасск, расположенной на расстоянии 1 км севернее и северо-восточнее измерительной площадки. Электропроводность при направлениях ветров со стороны трассы понижена в среднем на 15 %.

Таким образом, можно констатировать, что загрязнение воздушного бассейна промышленными центрами обнаруживается как в непосредственной близости, так и на некотором удалении от них. Понятно, что безразличны в этом отношении и мощность источников загрязнений: г. Ростов-на-Дону, удаленный от пункта измерений на десятки километров, загрязняет воздушный бассейн сельскохозяйственного района значительно, чем расположенная в непосредственной близости автомагистраль.

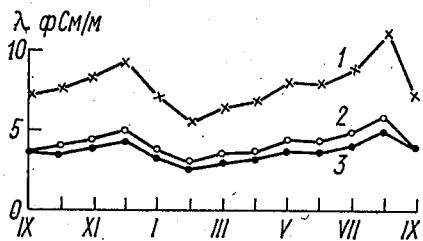


Рис. 2. Годовой ход суммарной (1), положительной (2) и отрицательной (3) электропроводности по данным измерений в Ростове-на-Дону в 1975–1978 гг.

Измерения, проведенные в Ростове-на-Дону, позволили впервые получить годовой ход электропроводности атмосферы в этом городе (рис. 2). По нашим данным, средние значения отрицательной и положительной электропроводностей соответственно составили 3,6 и 4,2 фСм/м. Годовые амплитуды равны 66 и 74 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дячук В. А. Изменения атмосферно-электрических характеристик в районах повышенного антропогенного воздействия. — III Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 70.
2. Исаев Г. С. Возможность использования электрических характеристик атмосферы для оценки интегрального уровня загрязнений. — III Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 71.
3. Кречетов А. А., Филиппов А. Х., Татарников В. К. Электрическое поле в условиях промышленного загрязнения атмосферы. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. Л., 1984, с. 41–43.
4. Сальм Я. Й., Ихер Х. Р. Экспериментальное исследование спектра подвижности легких аэроионов. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума. — Л., 1984, с. 43–45.
5. Семенов К. А. Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 75–79.
6. Шварц Я. М. Электропроводность воздуха и аэрозоль. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 136–140.

ВЛИЯНИЕ УРБАНИЗАЦИИ НА ГРОЗЫ И ГРАД

Влияние большого города на грозовые характеристики может осуществляться в результате действий различных факторов, к которым ориентировочно можно отнести:

1. Наличие городского острова тепла, оказывающего локальное воздействие на облачность и активность фронтов.
2. Резко выраженную шероховатость застроенной подстилающей поверхности, тормозящую горизонтальный перенос в приземном слое.
3. Загрязнение атмосферы, вызывающее уменьшение электрической проводимости воздуха по сравнению с окружающей сельской местностью и увеличением градиента потенциала электрического поля.
4. Появление тихих электрических разрядов (коронирования) с имеющихся в городах высоких строений.
5. Повышенный электромагнитный фон от многочисленных электрических установок, влияющий, возможно, на ионизационное состояние воздуха.

Имеется ряд публикаций [8, 10], в которых указывается на повышенную грозовую и градовую деятельность в городе по сравнению с окружающей сельской местностью. К сообщениям о повышенной градовой активности в городах некоторые авторы относятся довольно скептически [8], хотя по нашим данным число дней с градом в городе увеличивается значительно больше, чем число дней с грозой.

Нами были рассмотрены материалы 30-летнего ряда наблюдений (1936—1965) по числу дней с грозой (T) и не менее чем 75-летнего по числу дней с градом (D) для всей территории СССР. Подсчитано среднее число дней с грозой (\bar{T}_0) и с градом (\bar{D}_0) для каждой области и проведено сопоставление с соответствующими величинами (\bar{T}_c и \bar{D}_c) для областных центров.

В табл. 1 приведены указанные величины для всех управлений по гидрометеорологии (УГМ). В целом по СССР число дней с грозой в областных центрах на 8 % выше среднего областного значения, а число дней с градом выше на 13 %. Добавим для сравнения, что в Москве число дней с грозой увеличено на 3 %, а число дней с градом на 14 %. Эти величины достаточно согласуются со средними величинами для всей территории СССР. Отношения \bar{T}_c/\bar{T}_0 и \bar{D}_c/\bar{D}_0 возрастают, если брать все города, а не только областные центры.

Рассмотрим, как изменяется число дней с градом в областных центрах по сравнению со средним числом дней по области на примере Украины (табл. 2). Заметим, что данные по наибольшему числу дней с градом D_m подтверждают результаты, полученные по среднему годовому числу. Отношение $D_{mc}/D_{mo} = 1,32$, тогда как для среднего числа дней с градом $D_c/D_0 = 1,54$. Число дней с градом в городах больше, чем в среднем по области, в 23 случаях из 25. Исключением являются Черкасская и Ровенская области. Станция Черкассы расположена на правом берегу Днепра, на юго-западной окраине города, на нее оказывает влияние водоем. Станция

Таблица 1

Число дней с грозой и градом на территории СССР

| УГМ | \bar{T}_0 | $\bar{T}_ц/\bar{T}_0$ | N/n | \bar{D}_0 | $\bar{D}_ц/\bar{D}_0$ | N/n |
|---------------------------------|-------------|-----------------------|----------|-------------|-----------------------|----------|
| Украинское | 28 | 1,01 | 265/24 | 1,1 | 1,52 | 927/25 |
| Молдавское | 33 | 1,03 | 17/1 | 1,5 | 0,88 | 21/1 |
| Центральных областей | 26 | 1,04 | 156/8 | 1,8 | 1,09 | 211/8 |
| Белорусское | 26 | 1,03 | 146/6 | 1,5 | 1,04 | 173/6 |
| Центрально-Черноземных областей | 30 | 0,99 | 66/7 | 1,7 | 1,26 | 63/7 |
| Северное | 15 | 1,14 | 136/4 | 0,8 | 1,35 | 134/4 |
| Верхне-Волжское | 26 | 1,01 | 92/8 | 1,5 | 1,13 | 98/8 |
| Приволжское | 26 | 0,97 | 131/6 | 1,6 | 1,08 | 128/6 |
| Омское | 19 | 1,33 | 98/2 | 1,2 | 1,38 | 83/2 |
| Западно-Сибирское | 26 | 1,03 | 110/4 | 1,7 | 1,39 | 110/4 |
| Казахское | 20 | 1,10 | 244/15 | 1,5 | 0,98 | 250/15 |
| Северо-Западное | 19 | 1,07 | 147/4 | 1,7 | 0,96 | 152/4 |
| Мурманское | 7 | 0,71 | 37/1 | 0,6 | 0,62 | 36/1 |
| Эстонское | 18 | 0,82 | 117/1 | 1,6 | 1,20 | 120/1 |
| Латвийское | 22 | 1,02 | 81/1 | 1,2 | 1,49 | 83/1 |
| Литовское | 25 | 1,05 | 79/2 | 1,6 | 1,24 | 34/2 |
| Дальнего Востока | 21 | 1,13 | 152/3 | 0,2 | 1,20 | 163/3 |
| Приморское | 13 | 0,64 | 92/1 | 0,7 | 0,84 | 91/1 |
| Сахалинское | 4 | 0,96 | 52/1 | 0,6 | 0,91 | 52/1 |
| Камчатское | 1 | 0,34 | 50/1 | 0,3 | 0,71 | 36/1 |
| Колымское | 3 | 0,46 | 76/2 | 0,6 | 0,32 | 56/2 |
| Северо-Кавказское | 27 | 0,97 | 203/9 | 1,4 | 0,92 | 230/9 |
| Туркменское | 7 | 1,73 | 61/1 | 0,4 | 1,28 | 69/1 |
| Узбекское | 12 | 0,86 | 78/10 | 0,9 | 0,62 | 80/10 |
| Иркутское | 19 | 0,84 | 114/1 | 0,9 | 1,21 | 128/1 |
| Забайкальское | 24 | 0,92 | 115/2 | 1,1 | 0,83 | 117/2 |
| Красноярское | 17 | 0,92 | 157/5 | 1,1 | 0,96 | 134/5 |
| Якутское | 9 | 1,38 | 144/1 | 0,6 | 1,11 | 136/1 |
| Армянское | 48 | 0,74 | 69/2 | 3,5 | 0,69 | 73/2 |
| Азербайджанское | 21 | 0,92 | 96/3 | 1,4 | 1,14 | 103/3 |
| Грузинское | 34 | 1,12 | 170/4 | 2,0 | 0,94 | 181/4 |
| Киргизское | 28 | 0,86 | 70/2 | 2,7 | 0,34 | 71/2 |
| Таджикское | 17 | 0,96 | 65/2 | 1,8 | 1,82 | 55/1 |
| Уральское | 26 | 0,97 | 123/5 | 1,6 | 1,11 | 161/5 |
| Всего СССР | 22 | 1,08 | 3809/149 | 1,3 | 1,13 | 4559/149 |

Примечание. В таблице обозначено: N — число всех станций (числитель), n — число областных центров (знаменатель).

Ровно находится в 8 км к юго-западу от города и причина того, что здесь $\bar{D}_ц < \bar{D}_0$, кроется в удалении станции от города. Для остальных городов Ровенской области $\bar{D}_г > \bar{D}_0$; отношения $\bar{D}_г/\bar{D}_0$ для Ровенской и Черкасской областей составляют соответственно 1,28 и 1,44.

Отметим, что в Ивано-Франковской области также отмечается пониженное значение $\bar{D}_ц/\bar{D}_0 = 1,03$. Ивано-Франковск, так же как и Черновцы, расположен ниже большинства других станций области (кроме Перевозца), следовательно, в этих двух случаях сказывается большая высота областных станций.

Среднее и наибольшее число дней с градом (год). Украинское УГМ

| Область | \bar{D}_0 | $\bar{D}_ц/D_0$ | N | D_{MO} | D_{MC}/D_{MO} | N |
|-----------------------|-------------|-----------------|-----|----------|-----------------|----|
| 1. Черниговская | 1,4 | 1,26 | 37 | 4,9 | 1,02 | 25 |
| 2. Сумская | 1,3 | 1,89 | 28 | 5,4 | 1,67 | 14 |
| 3. Волынская | 1,3 | 1,53 | 17 | 4,6 | 1,09 | 14 |
| 4. Ровенская | 1,3 | 0,54 | 13 | 4,2 | 0,71 | 5 |
| 5. Житомирская | 1,3 | 1,96 | 34 | 4,5 | 1,56 | 19 |
| 6. Киевская | 1,1 | 1,67 | 39 | 4,0 | 2,25 | 21 |
| 7. Львовская | 1,5 | 1,30 | 46 | 4,3 | 1,40 | 17 |
| 8. Хмельницкая | 1,3 | 1,20 | 44 | 4,8 | 1,04 | 9 |
| 9. Полтавская | 1,2 | 1,93 | 38 | 4,4 | 1,36 | 23 |
| 10. Харьковская | 1,3 | 1,35 | 27 | 4,7 | 1,06 | 21 |
| 11. Тернопольская | 1,3 | 1,56 | 15 | 5,9 | 1,19 | 8 |
| 12. Черкасская | 1,1 | 0,75 | 44 | — | — | — |
| 13. Луганская | 0,9 | 1,61 | 29 | 4,0 | 1,75 | 15 |
| 14. Винницкая | 1,1 | 2,08 | 52 | 4,8 | 1,25 | 15 |
| 15. Ивано-Франковская | 1,3 | 1,03 | 37 | 6,4 | 0,62 | 11 |
| 16. Кировоградская | 1,2 | 1,90 | 25 | 5,6 | 1,25 | 11 |
| 17. Днепропетровская | 1,0 | 1,75 | 37 | 4,7 | 1,28 | 17 |
| 18. Донецкая | 1,0 | 2,47 | 42 | 3,9 | 1,54 | 23 |
| 19. Закарпатская | 1,3 | 1,63 | 51 | 4,4 | 1,82 | 26 |
| 20. Черновицкая | 1,2 | 1,25 | 14 | 5,8 | 0,86 | 4 |
| 21. Одесская | 0,9 | 1,32 | 54 | 3,5 | 1,14 | 18 |
| 22. Запорожская | 0,9 | 1,70 | 31 | 3,7 | 1,35 | 17 |
| 23. Николаевская | 0,9 | 1,70 | 27 | 3,9 | 1,54 | 11 |
| 24. Херсонская | 0,7 | 1,39 | 33 | 3,2 | 1,25 | 23 |
| 25. Крымская | 1,0 | 1,18 | 113 | 4,0 | 1,07 | 44 |
| Среднее | 1,1 | 1,54 | — | 4,4 | 1,32 | — |

В табл. 3 приведены значения \bar{T} , \bar{T}_r/\bar{T} и \bar{D} , \bar{D}_r/\bar{D} для береговых районов Украины и Ростовской области. Из этих таблиц видно, что в областных городах, расположенных на берегу моря, больших рек и водохранилищ, $\bar{T}_ц$ в основном меньше \bar{T}_0 . Если брать только береговые станции этих областей, то $\bar{T}_ц$ оказывается больше \bar{T}_0 , хотя частота гроз и града на этих побережьях меньше, чем на суше.

Из табл. 4 на примере Краснодарского края и Крыма просматривается влияние моря и рельефа местности на \bar{T} и \bar{D} . Хорошо видно увеличение числа дней с градом в горных районах Краснодарского края и Крыма, тогда как наибольшее число дней с грозой наблюдается в Краснодарском крае в горных районах, а в Крыму в северных, предгорных районах. В городах грозы и град отмечаются более часто по сравнению с окружающей местностью.

Такое же изменение числа гроз и града в городских условиях наблюдается в Карагандинской и Томской области (табл. 5), но в городах Читинской области количество дней с градом ниже по сравнению с окружающей местностью, так как в этой области города расположены в котловинах и влияние местных условий перекрывает влияние города. Если привести \bar{T} и \bar{D} к средней арифметической вьюоте всех станций Читинской области, это расхождение устраняется и получаем $\bar{T}_r/\bar{T}_0 = 1,30$ и $\bar{D}_r/\bar{D}_0 = 1,14$.

Среднее годовое число дней с грозой и градом в зависимости от местоположения станций. Украина и Ростовская область

| Область | Фон (область в целом) | | Побережье моря | | Побережье рек, лиманов и вдхр. | | Остальная территория | | Областной центр | | | |
|--------------|-----------------------|-------------------------|----------------|---------------------|--------------------------------|---------------------|----------------------|---------------------|-----------------|---------------------|----------------------|-----------------------|
| | \bar{T}_0 | $\bar{T}_{ц}/\bar{T}_0$ | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | местоположение | $\bar{T}_{ц}/\bar{T}$ |
| Одесская | 25,1 | 0,92 | 19,2 | 1,13 | 24,0 | 1,02 | 29,1 | 1,13 | 29,1 | 1,13 | Побережье моря | 1,20 |
| Николаевская | 26,5 | 1,09 | 17,5 | 1,26 | 28,0 | 1,04 | 31,0 | 1,06 | 31,0 | 1,06 | Берег Буга | 1,04 |
| Херсонская | 25,6 | 0,98 | 22,8 | 0,86 | 25,0 | 1,00 | 29,0 | — | 29,0 | — | Берег Днепра | 1,00 |
| Донецкая | 26,7 | 1,12 | 23,0 | 1,00 | — | — | 27,3 | 1,05 | 27,3 | 1,05 | Донецкий край | 1,10 |
| Запорожская | 26,1 | 0,92 | 19,0 | 1,00 | 24,0 | 1,00 | 27,7 | 1,10 | 27,7 | 1,10 | Берег Днепра и вдхр. | 1,00 |
| Ростовская | 27,8 | 0,94 | 30,3 | 1,01 | 25,6 | 1,09 | 28,2 | 1,04 | 28,2 | 1,04 | Берег Дона | 1,02 |
| | \bar{D}_0 | $\bar{D}_{ц}/\bar{D}_0$ | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | местоположение | $\bar{D}_{ц}/\bar{D}$ |
| Одесская | 0,9 | 1,32 | 0,9 | 1,25 | 0,6 | 1,53 | 0,9 | 2,25 | 0,9 | 2,25 | Берег моря | 1,25 |
| Николаевская | 0,9 | 1,70 | 0,4 | 1,85 | 1,2 | 1,26 | 0,8 | 1,94 | 0,8 | 1,94 | Берег Буга | 1,22 |
| Херсонская | 0,7 | 1,67 | 0,6 | 1,36 | 0,8 | 1,34 | 0,8 | — | 0,8 | — | Берег Днепра | 1,52 |
| Донецкая | 1,0 | 2,47 | 0,6 | 1,74 | — | — | 1,0 | 1,67 | 1,0 | 1,67 | Донецкий край | 2,47 |
| Запорожская | 0,9 | 1,70 | 0,5 | 1,10 | 0,8 | 1,84 | 1,0 | 1,38 | 1,0 | 1,38 | Берег Днепра и вдхр. | 1,84 |
| Ростовская | 1,2 | 1,38 | 1,1 | 1,00 | 1,2 | 1,12 | 1,2 | 1,25 | 1,2 | 1,25 | Берег Дона | 1,35 |

Таблица 4

Среднее годовое число дней с грозой и градом в зависимости от местоположения станций. Краснодарский край и Крым

| Территория | Фон (о область в целом) | | Побережье моря | | Предгорье | | Горная местность | | Остальная территория | | Областной центр | |
|----------------------------|-------------------------|-------------------------|----------------|---------------------|-----------|---------------------|------------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| | \bar{T}_0 | $\bar{T}_{ц}/\bar{T}_0$ | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} | \bar{T} | \bar{T}_r/\bar{T} |
| Краснодарский край Крым | 33,2 | 0,93 | 23,6 | 1,01 | 34,0 | 1,04 | 52,3 | - | 29,7 | 1,06 | 1,04 | 1,04 |
| | 21,5 | 1,02 | 18,7 | 1,05 | 27,3 | - | 25,7 | - | 23,0 | 1,0 | 0,96 | 0,96 |
| | \bar{D}_0 | $\bar{D}_{ц}/\bar{D}_0$ | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} | \bar{D}_r/\bar{D} |
| Краснодарский край Крым | 1,7 | 0,81 | 1,0 | 1,03 | 1,7 | - | 3,6 | - | 1,3 | 1,08 | 1,14 | 1,14 |
| | 1,0 | 1,18 | 0,7 | 1,31 | 1,3 | - | 2,4 | - | 0,9 | 1,12 | 1,30 | 1,30 |

Таблица 5

**Годовое число дней с грозой и градом
в Карагандинской, Томской и Читинской областях**

| Область | \bar{T}_0 | \bar{T}_g/\bar{T}_0 | \bar{D}_0 | \bar{D}_g/\bar{D}_0 |
|----------------|-------------|-----------------------|-------------|-----------------------|
| Карагандинская | 21 | 1,02 | 1,6 | 1,13 |
| Томская | 26 | 1,02 | 1,3 | 1,23 |
| Читинская | 26 | 1,06 | 1,2 | 0,93 |

Положительная корреляция числа дней с грозой с числом дней с градом была получена для ЦЧО и Читинской области за период наблюдений с 1891 по 1980 г. Интересно отметить, что в повторяемости гроз и града наблюдаются периоды, среди которых наиболее заметным являются (2–3)-летние и 4-летние. Подобная периодичность отмечается также в выпадении атмосферных осадков, в энергии землетрясений, в геомагнитных характеристиках и многих других геофизических явлениях.

В заключение остановимся на работах, в которых исследовалось влияние различных естественных условий на грозовую и градовую деятельность, накладывающееся в какой-то степени на рассмотренный здесь эффект антропогенного характера, вызванный развитием городов. Влияние рельефа, крупных водоемов, пустынь и растительности на среднее годовое число дней с градом рассмотрено в работе /9/. Изменение среднего годового числа дней с грозой в зависимости от этих же условий изучалось в работах /5, 7, 8/.

Имеются работы, связывающие изменения грозовой и градовой активности с геологическим строением и составом земных недр, геомагнитным полем, проводимостью грунтов и горных пород. Влиянию проводимости грунтов и электропроводящих слоев на грозовую деятельность посвящены работы /1, 4, 5, 13, 15/. Повышенная грозовая активность в связи с хорошей проводимостью магнетитовых руд и влиянием геологической неоднородности на электропроводимость рассмотрена в /10, 11/. Зоны тектонических нарушений способствуют усилению грозовой активности.

В работе /3/ указывается на повышение грозопоражаемости в районе эвдовых частей антиклиналий и в зонах дизъюнктивов. Молния чаще поражает места с большой кривизной поверхности и более высокие объекты /2, 13, 15/. Магнитные аномалии относятся к хорошим показателям неоднородности геологических слоев /6/ и являются критерием при поисках полезных ископаемых (железа, нефти и ряда других). В районах магнитных аномалий (Курской, Криворожской, Львовской, Алданской, Канско-Ачинской, Сузнецкой, Тихвинской, Ладожской, Старо-Русской и ряда других) наблюдается увеличение грозовой активности. Повышенная грозовая активность в Томской области приурочена к месторождениям железа и нефти. Месторождения нефти на востоке Каспийского побережья не прослеживаются на картах грозовой активности, построенных по визуальным данным, но максимум грозовой активности отмечается здесь по среднегодовому распределению атмосфериков /12/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А л и з а д е А. А., Б е й д у л л а е в М. А. Факторы, влияющие на избирательную поражаемость молнией поверхности земли. — Труды II Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 254–256.
2. Б а з е л я н Э. М., Г о р и н Б. Н., Л е в и т о в В. И. Физические и инженерные основы молниезащиты. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 233 с.
3. Д о м а ш е н к о в В. Г., Д у л ь з о н А. А., С а р а е в В. А. Избирательная поражаемость линий электропередачи. — Электричество, 1976, № 6, с. 77.
4. К а ш п р о в с к и й В. Е. Локальные проводимости почв и их распределение на территории СССР. — Геомагнетизм и аэрномия, 1963, т. 3, № 2, с. 67–74.
5. К л е е р о в Ю. М. Влияние геоэлектрической структуры грунта на поражаемость молнией. — Тезисы докладов на III Всесоюзном симпозиуме по атмосферному электричеству. Тарту, 1986, с. 236.
6. К р у т и х о в с к а я З. А. Глубинные магнитные неоднородности — миф или действительность. — Геофизический журнал, 1986, т. 8, № 5, с. 3–23.
7. К у п ц о в А. М., Д о м а ш е н к о в В. Г. Канализация влияния неоднородности грунта на поле грозового облака. — В кн.: Техника высоких напряжений и электрической прочности изоляции. Томск, 1977, с. 68–72.
8. Л а н д с б е р г Г. Е. Климат города. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 248 с.
9. П а с т у х В. П., С о х р и н а Р. Ф. Град на территории СССР. — Труды ГГО, 1957, вып. 74, с. 3–30.
10. С а п о ж н и к о в В. М., К р е ч е т о в А. А. Метеорологические и геофизические аспекты грозопоражаемости подземных кабелей связи. — Труды II Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Л.: Гидрометеоиздат, 1984, с. 254–256.
11. С а п о ж н и к о в В. М. Исследование плотности молний методом дендрохронологии. — Тезисы докладов на III Всесоюзном симпозиуме по атмосферному электричеству. Тарту, 1986, с. 221.
12. С о л о в ь е в В. А. Грозовая активность в среднеазиатских республиках СССР и в сопредельных с ними странах. — Труды ГГО, 1967, вып. 204.
13. С т е к а л ь н и к о в И. С., Я в о р с к и й В. В. Современные воззрения на явления грозового разряда. — Электричество, 1935, № 8, с. 29–36.
14. Ч е л и д з е З. А., Ч е л и д з е Р. А. Напряженность древнего поля и погода на территории Грузии. — Тезисы докладов на III Всесоюзном съезде по геомагнетизму. Киев, 1986, с. 19–20.
15. Ш о н л а н д Б. Полет молнии. — М.: Гидрометеоиздат, 1972. — 160 с.

УСЛОВИЯ НАЧАЛА ОРГАНИЗОВАННОЙ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ САМОЛЕТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение процесса электризации конвективных облаков постоянно привлекает внимание исследователей. Этому вопросу посвящено много работ. Однако начальная стадия электризации конвективных облаков исследована мало, что объясняется, видимо, сложностью процесса и трудностями выделения этой стадии.

Формирование электрической структуры C_b происходит в результате организованной электризации облака. Под „организованной электризацией“ понимается электризация всего облака в целом за счет электризации частиц облака и осадков и разделения их в пространстве /1, 9/. Следовательно, результатом организованной электризации должно быть изменение значений напряженности электрического поля E вблизи облака по сравнению с фоновыми значениями, обусловленными электрическим полем Земли. Эти изменения могут быть зафиксированы системой приборов для измерения напряженности электрического поля (СПНП), установленных на самолете /2/. Такие эксперименты проводятся в ГГО.

Методика исследования процесса организованной электризации в начальной стадии сводится к измерению напряженности электрического поля E вблизи исследуемого облака, преимущественно над центром вершины. При том высота полета над облаком не превышает 100 м. „Экранирующими тучами“ /7, 8/ для этого класса облаков можно, по-видимому, пренебречь вследствие того, что на высоте верхней границы исследуемых облаков ($H_{вг}$) менее 5–6 км проводимость атмосферы низка, малы значения напряженности электрического поля облака ($E \approx 100 \div 500$ В/м), мало время существования таких значений E с момента их появления до момента облачения ($\Delta t < 5$ мин).

В каждом эксперименте стремились исследовать весь цикл жизни облака, начиная со стадии C_u *cong.* или даже C_u *med.* ($H_{вг} < 3 \div 4$ км, $E = 0$, осадки отсутствуют) и до стадии разрушения. Регистрировались значения параметров, оказывающих существенное влияние на процесс электризации облака. Согласно современным представлениям, такими параметрами являются: скорости потоков и геометрические размеры облака, концентрация, спектр фазовое состояние облачных частиц и частиц осадков /1, 10, 11/. Эти параметры в свою очередь зависят от высот верхней и нижней границ облака ($H_{вг}$, $H_{нг}$), температур на этих уровнях ($T_{вг}$, $T_{нг}$), высоты нулевой изотермы (H_0), времени существования облака (t_0), температуры эффективной кристаллизации ($T_{крис}$) и других факторов, определяемых состоянием атмосферы. Одни из них изменяются в процессе развития облака ($H_{вг}$, $H_{нг}$), другие остаются постоянными.

Во время самолетных исследований на каждом пролете (режиме) фиксировались:

— напряженность электрического поля вблизи вершины,

- высота верхней границы облака $H_{вг}$ (визуально),
- температура на уровне верхней границы облака $T_{вг}$,
- горизонтальные размеры облака D ,
- радиолокационная отражаемость облака над и под уровнем конденсации ($Z_{об}$ и $Z_{ос}$ соответственно) под самолетом, измеренная с помощью бортового метеорологического дождя БМР (при полетах на СМЛ „Циклон“),
- визуальное состояние вершины (ВСВ) (1 — жидкокапельная вершина наблюдается gloria; 2 — начало процесса интенсивной кристаллизации наблюдаются „выбросы“; 3 — процесс интенсивной кристаллизации, наблюдается помутнение вершины, „дохматость“; 4 — кристаллическая вершина наблюдается ложное солнце).

Дополнительно определялась высота нижней границы конвективной облачности $H_{нг}$ и высота нулевой изотермы H_0 , с учетом которых рассчитывались толщина облака $\Delta H_{ко}$ и толщина переохлажденной части ΔH^- . Фиксировалось также время Δt начала появления осадков под облаком (пс БМР) или начала эксперимента, если осадки наблюдались на первом режиме, и скорость подъема вершины облака V_n за время между предыдущим и проведенным режимами.

Результаты экспериментов сведены в таблицу.

По методике обработки необходимо отметить следующее:

- выбирались только облака на стадии развития (рост $H_{вг}$);
- если облако в процессе исследования проходило стадию „нет E — есть E“, то в таблицу включались данные двух граничных режимов;
- если облако в своем развитии не доходило до стадии появления E вне облака, то в таблицу включались данные режима, когда облако имело максимальную $H_{вг}$;
- если на первом режиме исследуемое облако имело признаки электризации, то включались данные этого режима;
- в зависимости от условий измерений и используемых средств измерений в качестве критерия начала процесса организованной электризации использовалось одно из двух максимальных значений E_z (150 или 300 В/м) /3/

В таблицу включены и результаты экспериментов по воздействию на облака, но только те режимы, которые предшествовали воздействию.

Все измерения проводились дистанционно, без входа в облако, что позволило не только измерять E с максимальной точностью, но и избежать воздействия самолета на относительно слабые облака (в особенности это относится к Ан-12).

В таблицу сведены результаты экспериментов, проведенных в 1985, 1986 и 1987 гг. в Ленинградской области и на черноморском побережье Кавказа. Из анализа результатов видно, что связь процесса электризации с измеряемыми параметрами неоднозначна, и поиск аналитических зависимостей в такой многопараметрической системе представляет собой значительные трудности.

Можно попытаться определить, в каких условиях (пороговые значения неэлектрических параметров облаков с учетом района и синоптических процессов) начинается процесс организованной электризации облака. В существующих методах прогноза гроз важное место занимает высота верхней границы облака или температура на верхней границе. Это просматривается

Результаты самолетных экспериментов 1985—1987 гг.

| Дата | № | E_{max} | V/cm | $H_{вг}$ | $H_{км}$ | $T_{вг}$ | $^{\circ}C$ | $\Delta H_{к.о.км}$ | $\Delta H_{км}$ | $\Delta H_{км}$ | $D_{км}$ | $Z_{об}$ | $Z_{об}$ | $Z_{ос}$ | $\Delta t_{мин}$ | $ВСВ$ | V_H | $M/мин$ | СУ |
|--------------------------------|----|-----------|--------|----------|----------|----------|-------------|---------------------|-----------------|-----------------|----------|----------|----------|----------|------------------|-------|-------|---------|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | | | | | | |
| Черноморское побережье Кавказа | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 17.10.85 | 1 | >3 | 5,5 | -19 | 5 | 2,7 | 7 | 60 | 45 | - | 4 | - | XФ | | | | | | |
| | 2 | <3 | 4,8 | -14 | 4,3 | 2 | 3 | 30 | 30 | 7 | 3 | 0 | XФ | | | | | | |
| | 3 | >3 | 7,2 | -33 | 6,7 | 3,9 | 3 | 35 | 30 | - | 4 | - | XФ | | | | | | |
| 19.10.85 | 1 | <1,5 | 5,2 | -22 | 4,5 | 2,6 | 4 | 40 | 20 | 8 | 3 | 0 | XФ | | | | | | |
| | 2 | >1,5 | 5,2 | -22 | 4,5 | 2,6 | 5 | 40 | 20 | 16 | 3 | 0 | XФ | | | | | | |
| 21.10.85 | 1 | >3 | 5,7 | -22 | 5,0 | 3,9 | 5 | 45 | 45 | - | 3 | - | XФ | | | | | | |
| | 2 | <1,5 | 3,0 | -6 | 2,3 | 1,2 | 2 | 30 | 20 | 0 | 1 | 0 | XФ | | | | | | |
| | 3 | <3 | 3,0 | -6 | 2,3 | 1,2 | 2 | 30 | 30 | 13 | 1-2 | 0 | XФ | | | | | | |
| | 4 | <3 | 2,8 | -5 | 2,1 | 1,0 | 3 | 30 | 25 | - | 1 | - | XФ | | | | | | |
| | 5 | >3 | 5,7 | -18 | 5,0 | 3,9 | 4 | 50 | 40 | - | 3 | - | XФ | | | | | | |
| Ленинградская область | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14.07.86 | 1 | <1,5 | 3,3 | -8 | 2,3 | 0,6 | 3 | 20 | 0 | - | 1 | - | XФ | | | | | | |
| | 2 | <1,5 | 3,4 | -8 | 2,4 | 0,7 | 4 | 0 | 0 | - | 1 | 0 | XФ | | | | | | |
| | 3 | <1,5 | 4,7 | -12 | 3,7 | 2,0 | 3 | 50 | 50 | 10 | 2 | 30 | XФ | | | | | | |
| | 4 | >1,5 | 4,8 | -12 | 3,8 | 2,1 | 3 | 50 | 45 | 16 | 2-3 | 20 | XФ | | | | | | |
| 16.07.86 | 1 | >1,5 | 5,6 | -19 | 4,6 | 2,9 | 4 | 70 | 70 | - | 2-3 | - | XФ | | | | | | |
| | 2 | <1,5 | 4,0 | -10 | 3,1 | 1,5 | 4 | 30 | 50 | - | 2 | - | XФ | | | | | | |
| | 3 | >1,5 | 4,3 | -12 | 3,4 | 1,8 | 4 | 50 | 50 | 15 | 2-3 | 20 | XФ | | | | | | |
| | 4 | >1,5 | 4,2 | -12 | 3,3 | 1,7 | 4 | 50 | 50 | - | 2 | - | XФ | | | | | | |
| | 5 | <1,5 | 5,5 | -20 | 4,6 | 3 | 3 | 35 | 35 | - | 1,2 | - | XФ | | | | | | |
| | 6 | <1,5 | 4,2 | -11 | 3,3 | 1,7 | 4 | 45 | 50 | - | 1 | - | XФ | | | | | | |
| | 7 | <1,5 | 4,8 | -17 | 3,9 | 2,3 | 4 | 50 | 50 | 0 | 2-3 | 30 | XФ | | | | | | |
| | 8 | >1,5 | 5,0 | -18 | 4,1 | 2,5 | 4 | 40 | 30 | 5 | 3 | 40 | XФ | | | | | | |
| | 9 | >1,5 | 4,8 | -17 | 3,9 | 2,3 | 5 | 55 | 30 | 0 | 2 | 20 | XФ | | | | | | |
| | 10 | >1,5 | 6,0 | -23 | 5,1 | 3,5 | 6 | 55 | 55 | 4 | 2 | 220 | XФ | | | | | | |
| | 11 | <1,5 | 4,0 | -10 | 3,9 | 1,5 | 3 | 0 | 0 | - | 1 | - | XФ | | | | | | |
| | 12 | <1,5 | 4,0 | -10 | 3,9 | 1,5 | 5 | 30 | 0 | - | 1 | - | XФ | | | | | | |

Продолжение таблицы

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|----------|---|------|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|-----|-----|----|
| 17.07.86 | 1 | <1,5 | 3,7 | -6 | 2,4 | 1,3 | 7 | 40 | 0 | 0 | 1 | 60 | ВМ |
| 19.07.86 | 1 | >1,5 | 5,7 | -14 | 4,7 | 3,0 | 6 | 65 | 60 | - | 1 | - | ВМ |
| 20.07.86 | 1 | <1,5 | 5,0 | -10 | 3,9 | 2,2 | 3 | 10 | 0 | - | 1 | - | ФФ |
| 23.07.86 | 1 | >1,5 | 5,4 | -17 | 4,4 | 2,5 | 5 | 70 | 70 | - | 2 | - | ВМ |
| 10.07.87 | 1 | >3 | 7,5 | -30 | 6,5 | 5,0 | 8 | 35 | - | - | 4 | - | ХФ |
| | 3 | >3 | 7,5 | -30 | 6,5 | 5,0 | 8 | 35 | 35 | 0 | 4 | - | ХФ |
| | 4 | >3 | 6,3 | -23 | 5,3 | 3,8 | 8 | - | - | - | 3-4 | - | ХФ |
| 11.07.87 | 1 | <1,5 | 3,3 | -8 | 2,1 | 0,8 | 2 | - | - | - | 1 | - | ХФ |
| | 2 | >3 | 6,8 | -33 | 5,6 | 4,3 | 4 | - | - | - | 3-4 | - | ХФ |
| | 3 | >1,5 | 5,5 | -23 | 4,3 | 3,0 | 4 | 60 | 60 | - | 2-3 | - | ХФ |
| | 5 | <1,5 | 4,0 | -13 | 2,8 | 1,5 | 2 | - | - | 4 | 1-2 | 0 | ХФ |
| | 6 | >3 | 3,5 | -8 | 1,3 | 1,0 | 2 | 20 | 0 | - | 1 | - | ХФ |
| | 7 | <1,5 | 3,5 | -8 | 1,3 | 1,0 | 2 | 0 | 0 | - | 1 | - | ХФ |
| 12.07.87 | 2 | <1,5 | 4,6 | -13 | 3,3 | 1,9 | 3 | 20 | 20 | - | 2 | - | ХФ |
| 13.07.87 | 2 | <3 | 4,3 | -12 | 3,2 | 2,3 | 8 | 50 | 50 | 6 | 2 | 0 | ВМ |
| | 3 | >3 | 4,5 | -13 | 3,4 | 2,5 | 8 | 65 | 65 | 0 | 2 | 0 | ВМ |
| | 5 | <3 | 4,6 | -13 | 3,5 | 2,6 | 8 | 60 | 40 | 0 | 2 | 0 | ВМ |
| | 6 | >3 | 5,4 | -17 | 4,3 | 3,4 | 8 | 65 | 65 | 0 | 2-3 | 0 | ВМ |
| 25.07.87 | 1 | <1,5 | 4,5 | -10 | 3,3 | 1,5 | 12 | 45 | 20 | 6 | 1-2 | 0 | ВМ |
| | 2 | >1,5 | 5,3 | -13 | 4,1 | 2,3 | 12 | 60 | 40 | 14 | 2 | 100 | ВМ |
| | 2 | >1,5 | 5,4 | -14 | 4,2 | 2,4 | 12 | - | - | 0 | 2 | - | ВМ |
| | 3 | >1,5 | 5,6 | -16 | 4,4 | 2,6 | 12 | - | - | 0 | 2-3 | - | ВМ |

Примечание. В последней графе таблицы приняты следующие обозначения: СУ — синоптические условия, ХФ — холодный фронт, ТФ — теплый фронт, ФФ — фронт окклюзии, ВМ — внутримассовые облака, ОГ — орографические.

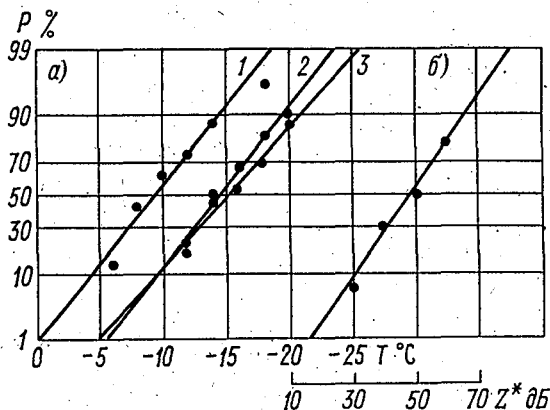


Рис. 1. Статистические характеристики ($P\%$) электризации облаков в зависимости от $T_{вг}$ (а) и $Z_{ос}^*$ (б).

1 — $(100 - P)\%$ -ная вероятность T ниже T^* для незлектризованных облаков, 2 — вероятность $T_{вг}$ выше T^* для электризованных облаков, 3 — вероятность электризации облаков при $T_{вг}$ выше T^* ; б) вероятность $Z_{ос}^*$ не превышающей Z^* для электризованных облаков.

Экспериментальные данные аппроксимируются прямыми нормального распределения со следующими значениями медиан и стандартных отклонений: $-9 \pm 4^\circ\text{C}$ (1), $14 \pm 4^\circ\text{C}$ (2), $15 \pm 4^\circ\text{C}$ (3), $48 \pm 15\text{ дБ}$ (4).

4 по приведенным результатам. В то же время разброс значений $T_{вг}$, при которых начинается электризация облака, достаточно велик (от -12 до -17°C или даже до -22°C) (19.10.85).

На рис. 1 приведена зависимость эмпирической вероятности электризации облака от $T_{вг}$. Из таблицы и рис. 1 следует, что электризация конвективных облаков начинается в интервале температур от -12 до -22°C , т. е. организованная электризация не наблюдалась у облаков с $T_{вг} > -12^\circ\text{C}$ и всегда наблюдалась у облаков с $T_{вг} < -22^\circ\text{C}$. Эти результаты несколько отличаются от приведенных в /4/, что указывает, по-видимому, на климатические и районные различия исходных выборок. Подобные отличия (сдвиг интервала в сторону более низких температур) можно заметить, если сравнить данные по Черноморскому побережью (1985 г.) с данными по Ленинградской области (1986 и 1987 гг.) (см. таблицу).

Важным параметром также считается радиолокационная отражаемость облаков. На рис. 1 приведено изменение накопленной вероятности P начала организованной электризации в зависимости от отражаемости ниже уровня конвекции (осадки). Величина отражаемости дана дБ относительно уровня шума /5/. Чувствительность усилительного тракта не ниже 90 дБ ($\text{мВ} \cdot \text{А}$).

На рис. 2 приведены зависимости накопленной вероятности электризации от вертикальной протяженности конвективного облака $\Delta H_{кo}$, толщины

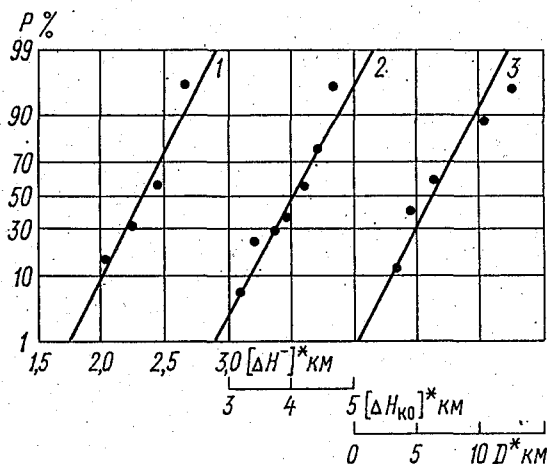


Рис. 2. Статистические характеристики электризованных облаков по их основным размерам.

1 — вероятность, что $\Delta H^- \leq (\Delta H^-)^*$, 2 — вероятность, что $\Delta H_{ко} \leq (\Delta H_{ко})^*$, 3 — вероятность, что $D \leq D^*$.

Экспериментальные данные аппроксимируются прямыми нормального распределения со следующими значениями медиан и стандартных отклонений: $2,3 \pm 0,2$ км (1), $4,1 \pm 0,5$ км (2), $5,5 \pm 3$ км (3).

переохлажденной части ΔH^- и диаметра облака D . Видно, что наиболее однозначно электрическое состояние облака определяется толщиной переохлажденной части облака.

Указанные зависимости построены в предположении о независимости параметров друг от друга. По этим зависимостям можно определить граничные значения параметров, при которых организованная электризация еще не начинается ($T_{вг} > -12^\circ\text{C}$, $Z_{oc} < 20$ дБ, $\Delta H_{ко} < 3,1$ км, $\Delta H^- < 1,6$ км, $D < 2$ км) и при которых происходит наверняка ($T_{вг} < -22^\circ\text{C}$, $Z_{oc} > 50$ дБ, $\Delta H_{ко} > 4,6$ км, $\Delta H^- > 2,6$ км, $D > 12$ км).

Для сокращения разброса, неопределенности в этих интервалах можно попытаться учесть связи параметров. На рис. 3 и 4 приведены двухпараметрические распределения экспериментальных данных. На них можно выделить области отсутствия, наличия и вероятной электризации конвективного облака. Видно, что ΔH^- и Z_{oc} гораздо теснее связаны между собой, чем $T_{вг}$ и D . Это дает возможность в первом случае сократить интервал вероятной электризации для каждого определенного значения ΔH^- или Z_{oc} по сравнению с однопараметрическими распределениями (см. рис. 1 и 2).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Были рассмотрены условия начальной электризации облака и проанализирована роль различных незлектрических параметров на процесс электризации Сб.

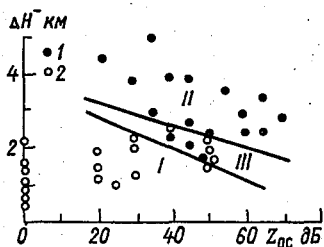


Рис. 3. Области отсутствия (I), наличия (II) и вероятной (III) электризации облака, выделяемые по комбинации параметров Z_{oc} и ΔH^- — электризованные облака, 2 — неэлектризованные облака.

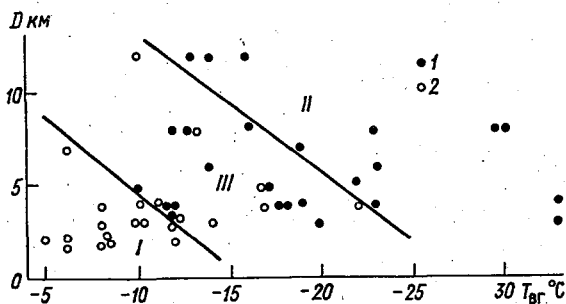


Рис. 4. Области отсутствия (I), наличия (II) и вероятной (III) электризации облака, выделяемые по комбинации параметров $T_{вг}$ и D . 1 — электризованные облака, 2 — неэлектризованные облака.

2. Определены граничные значения параметров, при которых организованная электризация не начинается и при которых происходит наверняка. Полученные данные могут быть использованы для разработки и апробации физических и физико-математических моделей.

3. Выделены зоны отсутствия, наличия и вероятной электризации конвективного облака по двухпараметрическим распределениям экспериментальных данных (ΔH^- и Z_{oc} , $T_{вг}$ и D). Полученные результаты могут быть использованы в работах, связанных с воздействиями на электризацию облаков, в частности, грубодисперсными аэрозолями /4/.

Дальнейшее развитие этих работ может идти в направлении расширения перечня измеряемых и рассчитываемых (по аэрологии) параметров, построения из измеряемых и рассчитываемых параметров более сложных критериев, обладающих минимальной неопределенностью связи с процессом организованной электризации, построения на основе экспериментальных данных связей процесса электризации с выбранными параметрами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И мя н и т о в И. М. *Строение и условия развития грозových облаков.* — *Метеорология и гидрология*, 1981, № 3, с. 5—17.
2. И мя н и т о в И. М. *Электризация самолетов в облаках и осадках.* — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 211 с.
3. И мя н и т о в И. М., М и х а й л о в с к и й Ю. П., П а в л о в а Г. П. *Результаты экспериментов по воздействию грубодисперсными аэрозолями на электрическое состояние конвективных облаков.* — *Труды ГГО*, 1982, вып. 484, с. 59—74.
4. И мя н и т о в И. М., М и х а й л о в с к и й Ю. П. *Исследование механизма электризации облаков с помощью воздействия на их электрическое состояние.* — *Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.* Тарту, 1986, с. 115.
5. М и х а й л о в с к и й Ю. П. *Исследование связи процессов электризации и осадкообразования с помощью самолетов-метеоплабораторий (СМП) Ан-12 „Циклон“.* — *Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.* Тарту, 1986, с. 112.
6. П а ч и н В. А. *Численная схема расчета электризации коллектива частиц при их контактном взаимодействии.* — *Труды ГГО*, 1984, вып. 474, с. 55—60.
7. Ч а л м е р с Дж. А. *Атмосферное электричество.* — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 420 с.
8. Ш в а р ц Я. М. *К расчету электрических структур грозových облаков.* — *Труды ГГО*, 1972, вып. 277, с. 113—120.
9. I m y n i t o v I. M., S t e p a n e n k o V. D., K a r t s i v a d z e A. I., K a c h u r i n L. G. *Study of basic mechanism of cumulonimbus organized electrification by affecting their electrical state.* — *A Joint WMO/IAMAP Symp.*, Honolulu, Hawaii, USA, 12—14 Aug. 1985. Geneva, Switzerland, 1985.
10. H a l l e t J. *Progress in cloud physics 1979—1982.* — *Rev. of Geoph. and Space Physics*, 1983, v. 21, N 5, p. 965—984.
11. L h e r m i t t e R., W i l l i a m s E. *Cloud electrification.* — *Rev. of Geoph. and Space Physics*, 1983, v. 21, N 5, p. 984—992.

К ВОПРОСУ ОБ ИЗМЕРЕНИИ ПЛОТНОСТИ ОБЪЕМНОГО ЗАРЯДА В ОБЛАКАХ

Введение

Распределение плотности ρ объемного заряда в облаках является одним из основных показателей электрического состояния облаков. Однако, в отличие от других показателей, оно наименее изучено. Вместе с тем сведения о пространственно-временном распределении ρ способствовали бы решению как фундаментальных задач атмосферного электричества (например, выяснение механизмов электризации облаков, физики образования зон электрических неоднородностей в них), так и задач прикладного характера, связанных с обеспечением безопасности полетов летательных аппаратов, управлением электрическим состоянием облаков и т. п.

Попытки различных исследователей создать метод измерения плотности объемного заряда в облаках /9, 16, 17, 18/ оканчивались неудачей. Такое положение объясняется следующими обстоятельствами. С одной стороны, это сложность объекта исследования, которая заключается в том, что носители объемного заряда в облаках имеют весьма широкий спектр подвижностей и зарядов. Объемный заряд в облаках формируется тремя группами носителей заряда: 1) легкими ионами, 2) тяжелыми ионами и облачными частицами, 3) частицами осадков.

С другой стороны, существенное влияние на результаты измерений оказывают взаимодействие измерительной аппаратуры и ее носителя с исследуемым объектом, которое может проявляться как в искажении пространственного распределения объемного заряда в результате гидродинамического и электрического влияния носителя и аппаратуры, так и в изменении величины заряда облачных частиц и частиц осадков в результате контактной электризации при их взаимодействии с аппаратурой /3/.

Целью настоящей работы является обоснование метода измерения суммарной (создаваемой всеми группами носителей) плотности объемного заряда в облаках на основе анализа существующих методов и средств с учетом особенностей измерения в облаках.

Анализ существующих методов исследования плотности объемного заряда

Методы исследования плотности объемного заряда в условиях хорошей погоды достаточно разработаны и их полное описание приводится в монографиях /4, 13/. Эти методы условно можно разделить на четыре класса. Методы первого класса основаны на измерении потенциала внутри заземленной клетки, куда втягивается исследуемый объем воздуха. Модификацией этого метода является метод сетки /5/, в котором объемный заряд определяется по измерениям напряженности электрического поля у поверхности пластин плоского конденсатора, при этом обе пластины конденсатора заземлены. Методы второго класса заключаются в том, что весь заряд каким-либо способом собирают и измеряют. В методах третьего класса объемный

заряд оценивают по измерениям потенциала или напряженности электрического поля в исследуемой области пространства с помощью уравнения Пуассона. К четвертому методу можно отнести спектральные методы, по которым объемный заряд определяется суммированием измеряемого спектра зарядов носителей.

В исследованиях плотности объемного заряда в облаках наиболее часто применялись метод фильтра и метод оценки по уравнению Пуассона. На методе фильтра были построены приборы Мура и др. /17/, Красногорской и Середкина /9/, Ганна /16, 18/. В работах /9, 17/ исследуемый объем облачной среды просасывался через фильтрующий элемент. При этом ввиду большого аэродинамического сопротивления забор воздуха был существенно анизокинетичным и электризация облачных частиц на входе в устройство была настолько велика, что не позволяла проводить измерения в облаках.

В приборе Ганна /16, 18/ осуществлялся инерционный захват частиц диаметром более 10 мкм с помощью циклона, а частицы диаметром менее 0,01 мкм захватывались электростатическим фильтром. Однако и в этом случае результаты, полученные Ганном, скорее указывают на то, что измеренные величины обусловлены контактной электризацией, а не объемным зарядом, что подтверждается измерениями Беркли и др. /15/ и исследованиями /1, 2, 3/.

Недостатки метода оценки плотности объемного заряда в облаках по уравнению Пуассона заключаются как в невысокой точности подобных оценок, связанных с необходимостью вычисления разностей больших величин, которые усугубляются значительными ошибками измерения потенциала или напряженности электрического поля /3, 4, 14/, так и малой пространственной разрешающей способностью метода.

Реализация спектрального метода определения плотности объемного заряда в облачных измерениях может оказаться очень сложной задачей из-за указанного ранее очень широкого спектра подвижностей и зарядов носителей объемного заряда. Таким образом, наиболее перспективным методом измерения плотности объемного заряда в облаках может явиться метод сетки /5/, основная погрешность которого, связанная с наличием контактной разности потенциалов между обкладками конденсатора, может быть устранена одновременным измерением напряженности электрического поля у обоих пластин /11/. Этот вывод может быть подтвержден результатами измерений заряда частиц облаков, полученными в работах /6, 10/, при реализации индукционного метода измерения зарядов частиц. На основе реакции прибора на флуктуации плотности объемного заряда авторы /6/ делают вывод о принципиальной возможности измерения плотности объемного заряда, при условии периодического экранирования индукционного кольца, наподобие того, как это делается в электростатических флюксметрах при измерениях напряженности электрического поля.

Конструкцию датчика, реализующего этот метод, можно представить в виде заземленного, вращающегося, металлического, полого цилиндра с прорезями (модулятора), по образующей которого, вне его, расположены измерительные электроды, по форме повторяющие форму прорезей модулятора. Вся конструкция должна помещаться в электростатический экран. Очевидными достоинствами подобного датчика являются преиму-

щества генераторного метода измерения напряженности электрического поля /4/, такие, как невысокие требования к качеству изоляции измерительных электродов (что особенно важно при измерениях в сложных метеорологических условиях, которые существуют в облаках) и малая инерционность, необходимая при самолетных измерениях. Малое аэродинамическое сопротивление аэрозольному потоку позволит проводить измерения с минимальными искажениями. К недостатку датчика следует отнести контактную разность потенциалов между модулятором и измерительными пластинами, создающую паразитный сигнал. Однако этот недостаток можно значительно снизить (если не устранить полностью) соответствующей конструкцией датчика /12/.

Основы теории метода измерения плотности объемного заряда в облаках

Предположим, что плотность объемного заряда ρ равномерна во всей области измерения. Тогда связь между ρ и напряженностью электростатического поля u внутренней поверхности цилиндрического модулятора можно получить решением уравнения Пуассона в цилиндрических координатах. Эта связь дается выражением

$$E = a\rho R/2\epsilon_0, \quad (1)$$

где ρ — плотность объемного заряда, ϵ_0 — диэлектрическая постоянная, E — напряженность электростатического поля, R — внутренний радиус модулятора, a — коэффициент, учитывающий краевой эффект.

В /4/ ток на выходе электростатического генератора

$$i \approx 2\epsilon_0 a E S_0 f, \quad (2)$$

где S_0 — плотность измерительного электрода, f — частота экспонирования.

Подставляя в (2) выражение для E (1) и площадь измерительного электрода

$$S_0 = 2\pi RL,$$

где L — ее длина, получим связь между током электростатического генератора цилиндрической формы с его геометрическими размерами:

$$i \approx 2\pi a \rho R^2 L f. \quad (3)$$

При реализации конструкции, позволяющей исключить контактную разность потенциалов между модулятором и измерительными электродами, получим ток на выходе электростатического генератора

$$i \approx 2\pi a \beta \rho R^2 L f, \quad (4)$$

где β — конструктивный параметр, характеризующий различие в проникновении электростатического поля к обоим группам измерительных электро-

дов, расположенных на разных расстояниях от модулятора.

Оценим усредняющее влияние цилиндрического электростатического генератора, движущегося со скоростью v , при условии пространственной неоднородности плотности объемного заряда ρ . Для этого заметив, что в (4) произведение $\pi R^2 L \rho$ — это заряд в измерительной полости, запишем

$$i \approx 2a\beta f \int_w \rho(w) dw, \quad (5)$$

где w — объем измерительной полости; или предполагая, что плотность объемного заряда ρ не зависит от радиальной и азимутальной координат (рассмотрение ведется в цилиндрической системе координат), запишем

$$i \approx 2\pi a\beta R^2 f \int_{z-L/2}^{z+L/2} \rho(z) dz. \quad (6)$$

Произведя замену переменной z в (6) получим временную зависимость тока электростатического генератора

$$i \approx 2\pi a\beta R^2 f v \int_{t-L/2v}^{t+L/2v} \rho(v\tau) d\tau. \quad (7)$$

Выражение (7) позволяет оценить фильтрующее влияние движущегося цилиндрического электростатического генератора конечной длины L на распределение плотности объемного заряда. Для этого разложим $\rho(v\tau)$ в интеграл Фурье и при подстановке в (7) имеем

$$i \approx 2\pi a\beta R^2 f \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) k(\omega) e^{i\omega\tau} d\omega, \quad (8)$$

где

$$k(\omega) = \int_{t-L/2v}^{t+L/2v} e^{i\omega(\tau-t)} d\tau \quad (9)$$

— коэффициент пропускания цилиндрического электростатического генератора. Интегрируя (9), получим

$$k(\omega) = \frac{\sin \frac{\omega L}{2v}}{\frac{\omega}{2}}. \quad (10)$$

Анализ этого выражения показывает, что будут подавляться пространственные распределения плотности объемного заряда с длинами волн, равными или в целое число раз меньшими длины электрода L .

Величину искажений, вносимых облачными частицами, зарядившимися в результате контакта с торцом цилиндрического электростатического генератора и попавшими в измерительный объем, оценим при следующих допущениях. Ширина торца пренебрежимо мала. Частицы, коснувшись торца, приобретают максимальный заряд, который можно определить из условия отсутствия коронного разряда с поверхности частицы. Этот заряд

$$q = 4\pi r^2 \epsilon_0 E_k \rho, \quad (11)$$

где $E_{кр}$ — критическое значение напряженности электростатического поля начала коронного разряда у поверхности частицы.

Все частицы, коснувшись торца, попадают в измерительный объем. Тогда ток, текущий в него,

$$I = 16\pi^2 n v r^3 (R + r) \epsilon_0 E_{кр}, \quad (12)$$

где n — концентрация частиц, v — скорость, r — радиус частиц, R — радиус цилиндрического электростатического генератора. Интерпретируя этот ток как ток объемного заряда через площадь заборного отверстия, получим

$$\rho = \frac{16\pi n r^3 (R + r) \epsilon_0 E_{кр}}{R^2} \quad (13)$$

или, пренебрегая r по сравнению с R , получим

$$\rho = \frac{16\pi n r^3 \epsilon_0 E_{кр}}{R} \quad (14)$$

При условиях $n = 10^8$ $1/м^3$, $E_{кр} = 10^6$ В/м, $R = 4 \cdot 10^{-2}$ м и $r = 10^{-5}$ м получаем значение $\rho \approx 10^{-9}$ Кл/м³, что на два порядка меньше значений ρ , наблюдаемых в грозových облаках /7, 8/. В случае когда величина заряда, приобретаемого облачными частицами при взаимодействии с торцом электростатического генератора, будет определяться контактной электризацией при условии, что контактная разность потенциалов между частицей и торцом равна 0,1 В, получаем значение ρ еще на два порядка меньше.

Выводы

1. На основании анализа существующих методов измерения плотности объемного заряда обоснован метод его измерения в облаках.
2. Предложен вариант конструкции датчика плотности объемного заряда.
3. Разработаны основы теории измерения плотности объемного заряда в облаках и оценена ошибка за счет электризации частиц при взаимодействии с датчиком.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов Ю. И., Евтеев Б. Ф., Казак Р. Р. и др. Влияние зарядов аэрозольных частиц на электризацию тела, находящегося в их потоке. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 96–100.
2. Данилов Ю. И., Доценко В. И., Евтеев Б. Ф. и др. Экспериментальное исследование влияния заряда капель на электризацию тела в их потоке. — Труды ГГО, 1980, вып. 424, с. 105–108.
3. Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 211 с.
4. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. — М.: ГТТИ, 1957, с. 483.
5. Имянитов И. М. Способ измерения объемного заряда. — А. С. № 91089, заявл. 24.10.1949.

6. И мя н и т о в И. М., М и х а й л о в с к а я В. В. Самолетный прибор для измерения зарядов частиц осадков. — ЛТЭ, 1958, № 2, с. 86—91.
7. И мя н и т о в И. М., Ч у б а р и н а Е. В. Электричество свободной атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 240 с.
8. И мя н и т о в И. М., Ч у б а р и н а Е. В., Ш в а р ц Я. М. Электричество облаков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 93 с.
9. К р а с н о г о р с к а я Н. В., С е р е д к и н А. А. Об объемном заряде нижних слоев атмосферы. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 4, с. 587—595.
10. М и х а й л о в с к а я В. В. Некоторые вопросы, связанные с работой самолетного прибора для измерения зарядов частиц осадков. — Труды ГГО, 1974, вып. 323, с. 71—78.
11. С е л е и к я н Я. В. Способ измерения объемных зарядов. — А. С. № 1132261, заявл. 17.01.1983, опубликовано Бюлл. изобр. 30.12.1984, № 48.
12. С е л е и к я н Я. В. Электростатический флюксметр. — А. С. № 1129560, заявл. 04.07.1983, опубликовано Бюлл. изобр., 15.12.1984, № 46.
13. Ч а л м е р с Дж. А. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 421 с.
14. Ч у б а р и н а Е. В. К методике обработки данных высотных измерений напряженности электрического поля атмосферы. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 87—90.
15. B a r k l i e R. H. D., W i t l o c k W., H a b e r f i e l d G. Observation on the reactions between small ions and (a) cloud droplets, (b) Aitken nuclei. — В кн. Adv. in Atmos. Elec. 1958. pp. 223—229.
16. G u n n R. The electrification of cloud droplets in non — precipitating cumulus. — J. Met. 1952, 9, pp. 397—402.
17. M o o r e C. B., V o n n e g u t B., M a l l a h a n F. J. Airborne filters for the measurement of atmospheric space charge. — J. Geophys. Res. 1961; 66(10), pp. 3219—3226.
18. W e b b W. L., G u n n R. The net electrification of natural cloud droplets at the earth's surface. — J. Met., 1955, 12, pp. 211—214.

К ТЕОРИИ ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКОГО ФЛЮКСМЕТРА С СИНХРОННЫМ ДЕТЕКТОРОМ

Обычно в публикациях, посвященных теории электростатического флюксметра, предметом рассмотрения является, в основном, работа датчика поля [5, 6, 7]. Однако основные характеристики ротационного флюксметра с синхронным детектором определяются не только параметрами первичного преобразователя, но также и параметрами измерительного блока. Практика работы с указанным прибором показывает, что его специфические погрешности могут быть при некоторых условиях весьма значительными [1]. Предметом настоящего рассмотрения является краткое описание особенностей работы электростатического флюксметра в целом. Из проведенного анализа следует, что только при правильном выборе основных параметров первичного и вторичного преобразователей флюксметра можно обеспечить достаточно высокие значения реальной чувствительности, точности, разрешающей способности и достоверности измерений как в нормальных условиях, так и в условиях действия синхронных и синфазных помех различного происхождения.

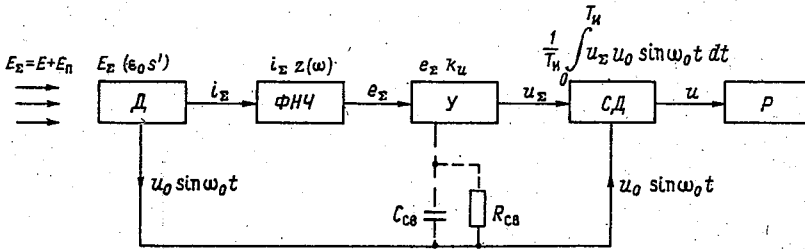


Рис. 1. Функциональная схема электростатического флюксметра с синхронным детектором.

Кратко рассмотрим методы и средства улучшения указанных характеристик ротационного флюксметра с синхронным детектором, функциональная схема которого представлена на рис. 1. Ток на выходе датчика (Д) при воздействии только электрического поля атмосферы может быть оценен с помощью соотношения

$$i(t) \approx \epsilon_0 E(t) \frac{\partial s}{\partial t}, \quad (1)$$

где ϵ_0 — диэлектрическая постоянная воздуха, s — эффективная поверхность измерительного электрода (пластины) датчика поля, $E(t)$ — измеряемая составляющая напряженности электрического поля атмосферы, в общем случае являющаяся функцией времени.

Для датчика ротационного типа с традиционной секторной формой плас-

тин имеет место линейный закон изменения эффективной площади его измерительной пластины:

$$s(t) = s_0 + a_0 t \quad \text{при } 0 \leq t \leq T_0/2,$$

$$s(t) = s_0 - a_0 t \quad \text{при } T_0/2 \leq t \leq T_0.$$
(2)

Представляя $\partial s/\partial t$ рядом Фурье, получаем

$$\frac{\partial s}{\partial t} = s'(t) = \frac{4a_0}{\pi} \sum_i \frac{(-1)^i}{(2i+1)} \cos(2i+1) \cdot \omega_0 t,$$
(3)

где

$$\omega_0 = \frac{2\pi}{T_0} = 2\pi f_0,$$

$$i \in 0, 1, 2, 3, \dots$$

Если предположить, что напряженность электрического поля $E(t)$ меняется во времени только в интервале $0 < t < T$, то $E(t)$ можно также разложить в ряд Фурье:

$$E(t) = E_0 + \sum_k E_k \cos(k\Delta\omega t - \varphi_k),$$
(4)

$$\text{где } \Delta\omega = 2\pi/T.$$

После операций модуляции и преобразования электрического поля имеем переменное напряжение на выходе датчика

$$e(t) = b E(t) s'(t) = b [E_0 + \sum_k E_k \cos(k\Delta\omega t - \varphi_k)] \times$$

$$\times \sum_i \frac{(-1)^i}{(2i+1)} \cos(2i+1) \omega_0 t,$$
(5)

где b — некоторый коэффициент, зависящий от параметров датчика и его нагрузки.

После операции широкополосного усиления и синхронного детектирования получаем на выходе синхронного детектора (СД) напряжение u , регистрируемое регистратором (Р) и описываемое соотношением

$$u = \frac{4}{\pi} \frac{c}{T_{\text{и}}} \int_0^{T_{\text{и}}} \underbrace{[E_0 + \sum_k E_k \cos(k\Delta\omega t - \varphi_k)]}_{E(t)} \times$$

$$\times \underbrace{\sum_i \frac{(-1)^i}{(2i+1)} \cos(2i+1) \omega_0 t}_{\varphi_M(t)} \sum_{l \in 0, 1, 2, 3, \dots} \frac{(-1)^l}{(2l+1)} \cos(2l+1) \omega_0 t dt,$$
(6)

$$\underbrace{\hspace{15em}}_{\varphi_K(t)}$$

де c — некоторый коэффициент, зависящий от параметров схемы; $T_{\text{и}}$ — время осреднения (интегрирования) выходного продукта после синхронного детектирования; $\varphi_{\text{м}}(t)$ — функция модуляции поля; $\psi_{\text{к}}(t)$ — функция оммутации СД.

Определим специфические погрешности измерения постоянного и переменного электрических полей. Полагая, в данном случае с достаточной для практики точностью, $i = 1$, первое слагаемое в формуле (6) можно записать в виде $T_{\text{и}}$

$$\frac{c}{2T_{\text{и}}} \int_0^{T_{\text{и}}} E_0 (1 + \cos 2\omega_0 t) dt.$$

После интегрирования получаем

$$c E_0 \left(1 + \frac{\sin 2\omega_0 T_{\text{и}}}{2\omega_0 T_{\text{и}}} \right). \quad (7)$$

Из соотношения (7) можно определить специфическую погрешность измерения постоянного электрического поля атмосферы ($E = E_0 = \text{const}$) эталонного характера δ_1 .

Анализ соотношения (7) показывает, что если $\omega_0 T_{\text{и}}$ велико, то членом $\frac{\sin 2\omega_0 T_{\text{и}}}{2\omega_0 T_{\text{и}}}$ можно пренебречь по сравнению с 1. Характер зависимости δ_1 от произведения частоты модуляции поля f_0 на постоянную времени τ фильтра низких частот на выходе СД ($\tau = RC = T_{\text{и}}/2$) показан на рис. 2. Из рисунка следует, что с ростом произведения $f_0 \tau$ величина δ_1 уменьшается и может быть сделана достаточно малой:

$$\delta_1 = \frac{\sin 8\pi f_0 \tau}{8\pi f_0 \tau}. \quad (8)$$

Обратимся теперь ко второму слагаемому соотношения (6), который является продуктом переменного электрического поля. При тех же усло-

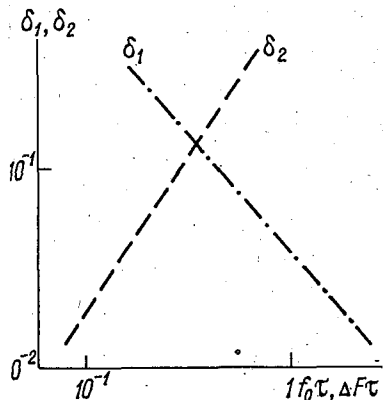


Рис. 2. Характер зависимостей погрешностей $\delta_1(f_0\tau)$ и $\delta_2(\Delta F\tau)$.

виях ($i = l = 1$) он может быть записан в виде

$$\frac{2c}{\pi T_{и}} \left[\int_0^{T_{и}} \sum_{k=-\infty}^{\infty} E_k \cos(k\Delta\omega t - \varphi_k) dt + \int_0^{T_{и}} E_k \cos(k\Delta\omega t - \varphi_k) \cos 2\omega_0 t dt \right]. \quad (9)$$

Вторым интегралом в выражении (9) можно пренебречь ввиду его малости. Первый интеграл выражения (9) можно записать в виде

$$\frac{2c}{\pi T_{и}} \sum_{k=-\infty}^{\infty} E_k \frac{1}{k\Delta\omega} [\sin(k\Delta\omega T_{и} - \varphi_k) + \sin \varphi_k]$$

или

$$\frac{2c}{\pi} \sum_k E_k \left[\cos \varphi_k \frac{\sin k\Delta\omega T_{и}}{k\Delta\omega T_{и}} + \sin \varphi_k \frac{1 - \cos k\Delta\omega T_{и}}{k\Delta\omega T_{и}} \right]. \quad (10)$$

Если предположить, что полоса частот, занимаемая флюктуациями поля $E(t)$, ограничена интервалом $\pm\Delta\Omega$, то параметр k (целое число) изменяется в пределах от $-\Delta\Omega/\Delta\omega$ до $+\Delta\Omega/\Delta\omega$ для частот огибающей $E(t)$.

Пусть $\Delta\Omega = i\Delta\omega$, тогда

$$\frac{2c}{\pi} E_i \left[\cos \varphi_i \frac{\sin \Delta\Omega T_{и}}{\Delta\Omega T_{и}} + \sin \varphi_i \frac{1 - \cos \Delta\Omega T_{и}}{\Delta\Omega T_{и}} \right].$$

Для простоты положим $\varphi_i = 0$ и запишем это выражение в виде

$$\frac{2c}{\pi} E_i \frac{\sin \Delta\Omega T_{и}}{\Delta\Omega T_{и}}. \quad (11)$$

Из соотношения (11) можно определить специфическую погрешности измерений переменного электрического поля методического характера δ_2

Анализ соотношения (11) показывает, что если величину $\Delta\Omega T_{и}$ поддерживать достаточно малой, то можно добиться того, чтобы напряженность поля $E(t)$ при регистрации не искажалась и чтобы амплитуда самой высокой частоты $E(t)$, равной $\Delta\Omega$, сохранялась с заданной точностью.

Характер зависимости погрешности δ_2 от произведения ΔF ($\Delta F = \Delta\Omega/2\pi$) на постоянную времени τ ($\tau = RC = T_{и}/2$) фильтра низких частот на выходе СД также показан на рис. 2. Из соотношения (11) и рис. 2 следует, что величина δ_2 определяется соотношением

$$\delta_2 = 1 - \frac{\sin 4\pi \Delta F \tau}{4\pi \Delta F \tau} \quad (12)$$

и при значениях величины $\Delta F \tau \ll 1$ может быть сделана достаточно малой.

Из полученных соотношений (8) и (12) следует, что условия достижения

лности погрешностей δ_1 и δ_2 противоречивы. Противоречие этих условий позволяет оптимизировать выбор некоторых из основных параметров ротационного флюксметра с синхронным детектором.

Упростим выражения (8) и (12). Очевидно, для случая, когда выполняется условие

$$f_0 \tau \gg 1,$$

можно полагать

$$| \leq \frac{1}{8\pi f_0 \tau}. \quad (13)$$

с другой стороны, когда выполняется условие

$$\Delta F \tau < 1,$$

разложив в соотношении (12) $\sin 4\pi \Delta F \tau$ в ряд Маклорена и ограничившись двумя первыми его членами, можно записать

$$\leq \frac{(4\pi \Delta F \tau)^2}{6}. \quad (14)$$

из соотношения (13) следует

$$\geq \frac{1}{8\pi f_0 \delta_1}. \quad (15)$$

из выражения (14) имеем

$$\leq \frac{\sqrt{6\delta_2}}{4\pi \Delta F}. \quad (16)$$

Если как должно выполняться условие $\tau_1 = \tau_2$, то из соотношений (15) и (16) получаем

$$\frac{1}{f_0 \delta_1} \leq \frac{\sqrt{6\delta_2}}{\Delta F}, \quad (17)$$

откуда значение частоты модуляции поля должно удовлетворять соотношению

$$\geq \frac{\Delta F}{2\delta_1 \sqrt{6\delta_2}}. \quad (18)$$

Причина еще неискаженного ротационным флюксметром спектра флюктуирующего электрического поля атмосферы может быть определена соотношением

$$\Delta F \leq 2\delta_1 \sqrt{6\delta_2} f_{00}. \quad (19)$$

Соотношения (13) – (19) связывают между собой основные характеристики электрического поля, параметры и погрешности измерений ротационного флюксметра с синхронным детектором, т. е. величины ΔF , f_0 , τ , δ_1 и δ_2 .

Из анализа соотношений (13) и (14) следует, что обеспечение высокой точности измерений переменного электрического поля атмосферы, осуществляемых с помощью традиционного ротационного флюксметра с синхронным детектором, может быть достигнуто лишь при выборе достаточно малых значений величины τ и достаточно больших значений величины f_0 .

В условиях действия помех в виде мешающих полей $E_n(t)$ сигнал с выхода синхронного детектора, аналогично выражению (6), может быть оценен соотношением

$$u = \frac{4}{\pi} \frac{c}{T_{\text{и}}} \int_0^{T_{\text{и}}} [E(t) + E_n(t)] \varphi_M(t) \psi_K(t) dt. \quad (20)$$

Как следует из соотношений (6) и (20), ротационный флюксметр с синхронным детектором оказывается чувствительным к целому ряду помех с частотами f_l с относительным коэффициентом передачи по напряжению K_l , определяемыми соотношениями:

$$f_l = (2l + 1) f_K, \quad (21)$$

$$K_l = \frac{(-1)^l}{2l + 1},$$

где f_K – частота коммутации СД (обычно $f_K = f_0$), $l \in 0, 1, 2, 3, \dots$

При этом переменные поля вида

$$E_l = E_{m,l} \sin(2\pi f_l t + \theta_l) \quad (22)$$

будут создавать на входе ротационного флюксметра мешающие переменные напряжения e_l тех же частот f_l со случайными и меняющимися во времени фазами. Если эти частоты будут удовлетворять соотношению (21), то это вид помех будем называть синхронными помехами. Источниками синхронных помех могут быть различные генераторы переменных напряжений (особенно синхронные) датчиков поля и т. п. Таким образом, синхронная помеха связана операцией синхронного детектирования.

Синфазной будем называть помеху, создающую на входе ротационного флюксметра напряжение, частота которого совпадает с частотой коммутации синхронного детектора, а фаза – является величиной неизменной во времени:

$$u_c(t) = u_{mc} \sin(2\pi f_K t + \varphi),$$

где $\varphi = \text{const}$.

Таким образом, синфазная помеха является частным случаем синхронной помехи, когда $f_1 = f_k = f_0$ и $\theta_1 = \varphi = \text{const}$. Конечно, источниками синфазных помех могут быть и указанные источники синхронных помех, т. е. поля от посторонних генераторов переменных напряжений. Однако, как правило, жесткое условие синфазности $f_1 = f_k$ и $\theta_1 = \varphi = \text{const}$ приводит к тому, что это условие нарушается со временем. Источниками синфазных помех являются, как правило, источники внутреннего происхождения. Такими источниками, например, могут быть генератор опорного (коммутирующего) напряжения, контактные разности потенциалов и паразитные заряды различного происхождения (например, за счет попадания в датчик электрически заряженных частиц облаков, осадков, пыли и т. п.), существующие на измерительной и градуировочной пластинах датчика и т. п.

Один из возможных механизмов образования и проникновения синфазной помехи, источником которой является генератор опорного напряжения, поясняется на рис. 1. В этом случае на входе синхронного детектора имеем напряжение синфазной помехи

$$u_c(t) \approx \underbrace{j\omega_0 C_{св} R_{св} k'_u}_{u_{mc}} u_0 \sin \omega_0 t, \quad (23)$$

где $u_0 \sin \omega_0 t$ — опорное напряжение; $C_{св}$ — паразитная емкость связи; $R_{св}$ — сопротивление контура связи, обтекаемое током помехи; k'_u — коэффициент усиления по напряжению до СД.

Механизм образования синфазной помехи, источником которой являются, например, контактные разности потенциалов и паразитные заряды, существующие на электродах датчика, связан с операциями модуляции и преобразования электростатического поля, когда наряду с полезной модуляцией измеряемого поля имеет место модуляция паразитного постоянного заряда (потенциала V_n) на измерительном электроде за счет вариаций емкости измерительного электрода. Это приводит к образованию на выходе датчика помехи, синфазной с полезным сигналом, которая понижает отношение сигнал — помеха на выходе датчика поля. Действительно, если, например, на измерительном электроде (пластине датчика поля) существует некоторый паразитный потенциал V_n и при вращении экранирующего электрода вариационная составляющая паразитной емкости измерительного электрода равна ΔC , то это вызовет ток смещения

$$i_c(t) \approx V_n j\omega_0 \Delta C \sin \omega_0 t,$$

который на выходе датчика (т. е. на нагрузке, например, чисто резистивного характера R) создает напряжение синфазной помехи

$$u_c(t) \approx V_n j\omega_0 \Delta C R \sin \omega_0 t. \quad (24)$$

Заметим, что величина и фаза этого напряжения определяются величиной и полярностью паразитного потенциала V_n .

Как показывает практика наземных и особенно бортовых измерений, неудачно спроектированный ротационный флюксметр с синхронным детек-

тором и без специальных мер защиты оказывается наиболее уязвимым к действию синхронных и синфазных помех. При этом характерным дефектом является эффект сбоя и дрейф нуля (шкалы) прибора, который может приводить к существенным погрешностям измерений /1/. На основании проведенного анализа можно оценить относительные погрешности измерений поля в условиях действия как синхронных, так и синфазных помех различного происхождения.

Так, погрешность при измерении, например, постоянного электрического поля атмосферы с интенсивностью E_0 в условиях действия синхронных помех в виде переменных мешающих полей (22) может быть оценена соотношением

$$\delta_3 \approx \frac{\sum_l \frac{1}{(2l+1)} E_{ml} \cos \theta_l \left[1 + \frac{\sin 2\omega_l T_{и}}{2\omega_l T_{и}} \right]}{E_0}, \quad (25)$$

где $l \in 0, 1, 2, 3, \dots$; $\omega_l = 2\pi f_l$.

Погрешность при измерении электростатического поля атмосферы с интенсивностью E_0 в условиях действия синфазных помех может быть оценена соотношением

$$\delta_4 \approx \frac{\pi U_{mc}}{2c E_0}. \quad (26)$$

Укажем (в общих чертах) на некоторые возможные методы повышения помехоустойчивости ротационного флюксметра с синхронным детектором в отношении рассмотренных выше помех.

Так как, согласно соотношениям (6) и (21), синхронный детектор представляет собой гребенчатый фильтр, чувствительный к определенной решетке частот с частотной скважностью, определяемой частотой коммутации ($\omega_k = \omega_0$), то в этой связи достаточно общим методом подавления целого ряда синхронных помех с частотами ω_l является такой выбор частоты коммутации ω_0 , чтобы для любых частот ω_l реально существующих синхронных помех удовлетворялось соотношение

$$\frac{1}{T_{и}} \int_0^{T_{и}} \sum_{k \in 1, 2, 3, \dots} \cos(2k-1)\omega_0 t \sum_l \cos \omega_l t dt = 0, \quad (27)$$

так как в этом случае будет обеспечено условие практической непересекаемости спектра частот синхронных помех с частотным спектром чувствительности синхронного детектора /3/.

Наиболее сложным оказывается подавление синфазной помехи, источником которой является консервативный, но не строго постоянный во времени паразитный потенциал $V_{п}$, действующий на измерительной пластине датчика. В этом случае эффективным средством снижения уровня синфазной помехи может оказаться метод минимизации величины вариационной состав-

пьющей паразитной емкости измерительной пластины ΔC , т. е. выполнение соотношения

$$\Delta C = \frac{C_{\max} - C_{\min}}{2} \approx 0. \quad (28)$$

Выполнение этого условия требует или изменения конструкции отдельных электродов-пластин датчика поля, или изменения конструкции самого датчика в целом (например, включение дополнительных электродов и т. п.) /2, 4/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жупахин К. С. О точности ротационного флюксметра с синхронным детектором. — Труды ГГО, 1988, вып. 514, с. 34–39.
2. Жупахин К. С. Датчик электрического поля атмосферы. Авторское свидетельство СССР, № 1288631, заявлено 10.12.84 г. — Б. И., 1987, № 6, 182 с.
3. Жупахин К. С. Устройство для измерения напряженности электрического поля атмосферы. Авторское свидетельство СССР, № 1479897, заявлено 23.07.86 г. — Б. И., 1989, № 18, с. 180.
4. Жупахин К. С., Жупахин С. К. Датчик электрического поля атмосферы. Авторское свидетельство СССР, № 1383228, заявлено 09.04.86 г. — Б. И., 1988, № 11, с. 182.
5. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. — М.: Гостехиздат, 1957. — 483 с.
6. Сула Э. В. К общей теории электростатического флюксметра. — Труды ГГО, 1969, вып. 242, с. 40–44.
7. Таммет Х. Ф., Сеппер Э. В. К теории электростатического флюксметра. — Труды ГГО, 1960, вып. 97, с. 97–100.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АМПЛИТУД АТМОСФЕРИКОВ

В 1962 г. была выведена следующая формула для обычно используемого интегрального амплитудного распределения атмосфериков в случае плоской модели /5, 6/:

$$g^*(u_0) = \frac{\Omega}{2} \left\{ 1 - \Phi(y) + [1 + \Phi(y - 2c)] \exp 2(c^2 - cy) \right\}, \quad (1)$$

где $g^*(u_0) = g(E_0)$ — число атмосфериков, превышающих порог E_0 ; $y = (u_0 + ks_0)/\sigma$; $u_0 = \ln(E_0/E_1)$; причем, как специально оговорено в статье /3/, было принято обозначение

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-x}^x \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt. \quad (2)$$

Очевидно, что для перехода к дифференциальному распределению $h^*(u_0) = h(E_0) = [dg^*(u_0)]/dE_0$ достаточно продифференцировать формулу (1) по y , добавив к результату множитель $dy/dE_0 = 1/\sigma E_0$. Легко выполняя эту операцию, получим

$$h^*(u_0) = \frac{c\Omega}{\sigma E_0} [1 + \Phi(y - 2c)] \exp 2(c^2 - cy) \quad (3)$$

или, переходя к обычно даваемому в справочниках обозначению интеграла вероятностей

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt, \quad (4)$$

без труда можно написать

$$h^*(u_0) = \frac{2c\Omega}{\sigma E_0} \Phi(y - 2c) \exp 2(c^2 - cy) \quad (5)$$

или, после подстановки параметров, указанных в статьях /5, 6/:

$$h(E_0) = \frac{2}{k} E_0^{-\left(\frac{2}{k} + 1\right)} Q_1 e^{-2\left(\frac{\sigma}{k}\right)^2 \frac{2}{k} E_1 x} \times \Phi\left[\frac{\ln(E_0/E_1)}{\sigma} + \frac{k \ln(R_0/R_1)}{\sigma} - \frac{2\sigma}{k}\right], \quad (6)$$

где E_0 — задаваемая амплитуда атмосфериков; E_1 и σ — параметры логарифмически нормального распределения амплитуд атмосфериков на расстоянии R_1 (медиана и стандартное отклонение); Q_1 — количество источников атмосфериков в круге с радиусом R_1 ; k — показатель степени убывания напряженности поля с расстоянием; R_0 — радиус круга, в котором расположены источники атмосфериков, а для интеграла $\Phi(x)$ здесь принято обычное обозначение (4). Основную закономерность изменения $h(E_0)$ передает первый сомножитель формулы (6), поэтому в сжатом виде можно записать

$$h(E_0) = b_1 b_2 \frac{2}{k} E_0^{-\left(\frac{2}{k} + 1\right)} \quad (7)$$

в котором b_1 обозначает множитель, стоящий в (6) в квадратных скобках, а b_2 — множитель, стоящий в фигурных скобках. Множитель b_1 зависит в основном от уровня грозовой активности, множитель b_2 прекращает рост $h(E_0)$ при достаточно малых значениях E_0 .

Выше было принято, что грозы расположены на расстояниях от 0 до R_0 . В том случае, когда грозы расположены на расстояниях от R_1 до R_0 , формула для $h(E_0)$ также непосредственно получается с помощью формулы (6). Для этого достаточно вычесть из (6) выражение, получающееся после подстановки в эту же формулу R_1 вместо R_0 . Формула, полученная в работе /1/, полностью совпадает с указанной разностной формулой. Нужно только заметить, что в /1/ выбраны другие буквенные обозначения: D вместо σ , s вместо k , A вместо E_0 , A_m вместо E_1 , θ_0 вместо R_1 , θ_m вместо R_0 , $\theta_0^2 / (\theta_m^2 - \theta_0^2)$ вместо Q_1 и, наконец, $W_0(A)$ вместо $h(E_0)$. Сделанные расчеты по существу только подтверждают общее значение формулы (1) и выводимых из нее основных закономерностей. К окончательному обобщению расчетных данных приводит не формула для дифференциального распределения, непосредственно связанная с давно известной интегральной формулой (1), а получение удобных конечных выражений для сферического случая, так как прием относительно большого числа дальних атмосфериков с расстояний больше 2–3 тыс. км возможен и при не очень низком пороговом уровне /2/.

Для перехода от плоскости к сфере с радиусом a множитель R , имеющийся в исходном интеграле (см. работу /5/), должен быть заменен множителем $a \sin(R/a)$. До сих пор как-то не обращалось внимание на то, что расчет производится в пределах от 0 до π , а в этом интервале $\sin x$ можно аппроксимировать простым степенным выражением:

$$\sin x \approx p \left(\frac{4}{\pi} x - \frac{4}{\pi^2} x^2 \right) \quad (8)$$

При множителе

$$p = \left[1 - 0,09 \left(x - \frac{\pi}{2} \right)^2 \right] \quad (9)$$

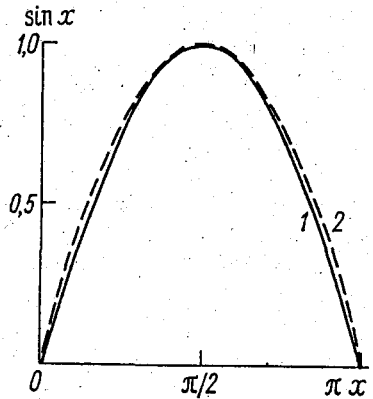


Рис. 1. Функция $\sin x$ (1) и ее аппроксимации формулой (8) при $p = 1$ (2).

поправки ограничены величиной 0,001. В данном случае, как видно из рис. 1, практически в выражении (8) можно считать коэффициент $p = 1$. Расчет $g(E_0)$ при указанной степенной аппроксимации $\sin x$ аналогичен расчету, сделанному в исходной статье /5/ для плоского случая. Не уменьшая общности выводов, можно представлять расстояния в единицах радиуса a и нормировать число разрядов по количеству разрядов на единичной площади. В результате такого расчета получается следующая формула:

$$\frac{3}{4\pi^2} g(E_0) \approx 1 - \Phi(y) + 3\Phi(y - 2c) \exp(c^2 - cy) - 2\Phi(y - 3c) \exp\left(3\left(\frac{3}{2}c^2 - cy\right)\right), \quad (10)$$

в которой $y = (\ln E_0/E_1 + k \ln \pi) / \sigma$. Заметим, что в формуле (10) принято обычное обозначение (4) интеграла вероятности $\Phi(x)$.

Если взять типичные значения параметров $\sigma = 2/3$, $k = 4/3$, $\sigma/k = c = 0,5$ и задать ряд значений аргумента y , то по формуле (10) можно рассчитать ряд значений $g(E_0)$ и по ним построить график (рис. 2). Для сравнения на этом графике приведены также результаты расчетов для плоского случая, по которым была найдена раньше общая закономерность изменения $g(E_0)$ на основном рабочем участке /5, 6/. Как видно из рис. 2, эта основная закономерность продолжает играть главную роль также в случае учета сферичности Земли.

В заключение следует привести очень характерный пример, в котором используются только что опубликованные данные наблюдений, проведенных в зимне-весенний период 1981 г. в Вяземском районе Хабаровского края (на частотах от 19 кГц до 10 МГц с полосой от 180 до 450 Гц) и весной 1984 г. в Ольском районе Магаданской области (на частотах от 2 до 15 кГц с полосой 500 Гц) /4/. В работах /3, 4/ для аппроксимации амплитудного распределения атмосферных шумов, характеризуемого вероятностью $P(E)$ превышения порога E , предлагается четырехпараметрическая модель. При

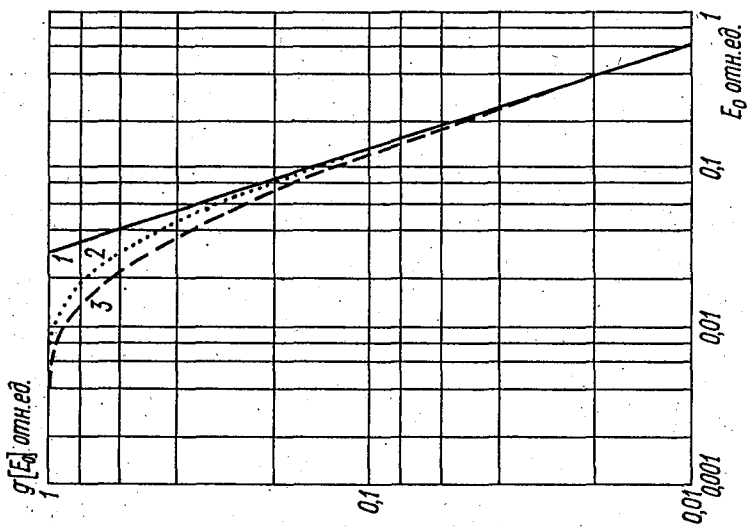


Рис. 2. Зависимость числа применяемых атмосферных коэф $g(E_0)$ от порога E_0 .
 1 — бесконечная плоскость, 2 — ограниченная плоскость, 3 — сфера.

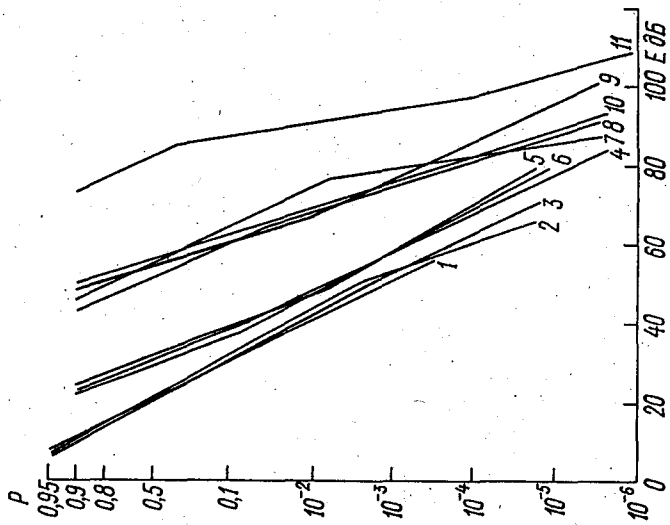


Рис. 3. Изменение $P(E)$ в зависимости от порога E .

Кривая ... 1 2 3 4 5 6
 † кГч ... 2 8 15 19 45 315
 Кривая ... 7 8 9 10 11
 † МГч ... 0,76 1,1 2,5 5 10

наличии четырех подгоночных параметров можно с гарантированной точностью описать экспериментальные распределения $P(E)$. Это иллюстрируется в работе /4/ графиками, построенными в рэлеевских координатах. Экспериментальные данные представляются на этих графиках сильно изогнутыми L-образными кривыми.

Выбирая ряд исходных точек по кривым, приведенным в работе /4/, можно построить график изменения $P(E)$ в естественных координатах $\lg E$ и $\lg[(1 - P)/P]$ (рис. 3), что соответствует найденной раньше общей закономерности /5, 6/. На рис. 3 для удобства сопоставления данных, относящихся к различным частотам, сделаны сдвиги по оси абсцисс, сводящиеся просто к подбору различных единиц для E . Этот рисунок наглядно показывает, что каждому пучку кривых соответствуют средние прямые, характеризующие основную закономерность распределения, на фоне которой встречаются частные отклонения различного порядка. Эти отклонения достигают значительной величины при наличии сложных и изменчивых особенностей распространения более высоких частот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В е р ш и н и н Е. А., В ы с к р е б ц о в И. Г., Д о б р я к Д. С. О распределении амплитуд атмосфериков. — Радиотехника и электроника, 1986, т. 31, № 7, с. 1332—1335.
2. И н ь к о в Б. К., М а х о т к и н Л. Г., С и д о р е н к о в а Г. А. О распределении источников регистрируемых атмосфериков по удаленности (для расстояний больше 1000 км). — Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 65—67.
3. К а б а н о в В. В. Физико-статистический анализ формирования распределений естественного ОНЧ радишума. — Седьмая школа-семинар по ОНЧ излучениям. Тезисы докладов. Якутск, Якутск. филиал СО АН СССР, 1985, с. 136—137.
4. К а б а н о в В. В. Модель амплитудных распределений вероятностей атмосферного радишума. — Радиотехника и электроника, 1987, т. 32, № 8, с. 1603—1610.
5. М а х о т к и н Л. Г. Статистика атмосферных помех. — Геомагнетизм и аэронавигация, 1963, т. 3, № 2, с. 284—292.
6. М а х о т к и н Л. Г. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков. — Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 142—150.

О ПОПЕРЕЧНЫХ РЕЗОНАНСАХ ПОЛОСТИ ЗЕМЛЯ—ИОНОСФЕРА

При использовании атмосфериков для наблюдений за грозовой обстановкой учитываются основные особенности амплитудного спектра принимаемых естественных сигналов с характерным максимумом на частотах порядка 7–10 кГц и глубоким минимумом в области полосы поглощения около 2 кГц. С этой точки зрения оценка частных структурных особенностей амплитудного спектра атмосфериков может потребоваться только при обнаружении систематических регулярных неоднородностей. Продольные резонансы полости Земля—ионосфера вызывают появление нескольких частных максимумов на тех частотах (порядка десятков Гц), которые, как правило, не используются для наблюдений за грозами. В исследовательском плане продольными резонансами занимаются уже десятки лет /13/, но только в самые последние годы был поднят вопрос о возможности обнаружения поперечных резонансов /4, 5, 9/. Последние расчетные данные /8/ не дают определенного ответа на этот вопрос из-за сложной формы вычисленных спектральных кривых. Так как частоты поперечных резонансов (порядка 2π кГц, где $n = 1, 2, 3, \dots$) расположены в области спектра, практически используемой для наблюдений за грозами, целесообразно оценить степень проявления этих резонансных эффектов по различным экспериментальным данным.

Частные колебания спектральных кривых, приведенных в качестве примеров в работах /1, 2, 10/, не имеют устойчивого характера и поперечные резонансы не выделяются. На средних кривых, полученных в результате анализа 80 осциллограмм, зарегистрированных в 1968–1970 гг. в Сибири /12/, имеются частные максимумы, приходящиеся ориентировочно на частоты около 6, 7, 10, 16 и 20 кГц, которые условно могут быть отнесены к поперечным резонансам. Наиболее резко выделяется целая серия максимумов на частотах 4, 6, 8, 10 и 12 кГц по данным наблюдений, проведенных в районе Мюнхена (ФРГ) /14/. Однако эта работа проводилась в плане медико-биологических исследований, что может вызвать некоторые опасения в отношении корректности измерений и недооценки помех. Даже коммутационные помехи в области звуковых частот могут иметь неодномодовые спектры с рядом максимумов /6/. Авторы /14/ связывают особенности полученных ими спектров с погодными факторами, но такое объяснение этих данных нельзя считать сколько-нибудь удовлетворительным.

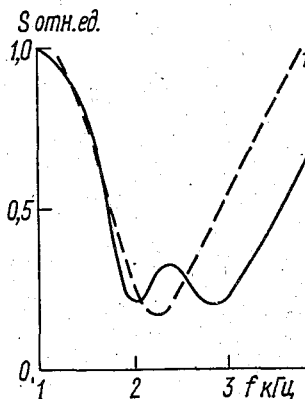
Возможно, что поперечные резонансы наиболее определенно проявляются при наличии возмущенных условий /7/. Четко выраженные максимумы на частотах 2, 4 и 6 кГц, зарегистрированные около Тромсё (Норвегия) при работе нагревного стенда, авторы /16/ склонны объяснять волноводными (поперечными) резонансами. В Якутске при наличии фонового минимума на частотах около 2–3 кГц всплески излучения в периоды суббурь наиболее вероятны на частоте 2,5 кГц /11/.

На полевой базе ГГО под Ленинградом в 1967–1972 гг. проводилась регистрация статистического спектра атмосфериков с помощью анализаторов гармоник низких частот. Статистический спектр изучался последова-

тельно по отдельным участкам диапазона 0,5–20 кГц, причем более детально исследовалась его нижняя часть. При непрерывной круглосуточной работе анализатора настройка его автоматически изменялась ведущим устройством от начала к концу заданного участка (например, от 0,5 до 4 кГц) и далее в обратном направлении. Циклы перестройки анализатора (длительностью 90 мин) непрерывно следовали друг за другом. Количество принятых атмосфериков с амплитудой выше фиксированного порога регистрировалось самописцем на бумажных лентах, сменяемых через каждые 6 ч. Обработка полученных записей производилась при помощи палеток с построенными на них частотными шкалами с шагом 1, 0,5 и 0,1 кГц в зависимости от ширины анализируемого участка. По этим данным составлялись ежемесячные таблицы, подсчитывались средние значения и строились графики, характеризующие зависимость количества принятых атмосфериков от частоты. Производилось также выборочное усреднение данных по периодам наличия и отсутствия ближних гроз. Примерный результат такой выборочной обработки был представлен в работе /3/.

Полоса поглощения, центрированная около частоты 2 кГц, всегда прорисовывалась вполне определенно, как это видно, в частности, из рисунка. На рисунке воспроизведен также соответствующий участок спектра типичного атмосферика, зарегистрированного в Хартуме (Судан) /15/. В спектре этого экваториального атмосферика заметен частный максимум на частоте 2,4 кГц, близкой к основной частоте поперечных резонансов. За пределами приведенного здесь участка на оригинальном графике /13/ нет никаких следов следующих резонансных максимумов (около 4,6 и 8 кГц). Не ясно, чем вызвано появление указанного частотного максимума, так как предполагается, что наиболее благоприятные условия для наблюдения поперечных резонансов имеются не в экваториальной, а в авроральной зоне /9/.

По статистическим спектрам, полученным при усреднении результатов регистрации очень большого числа атмосфериков в Воейкове в 1968–1972 гг., поперечные резонансы вообще не обнаруживаются. Экспериментальные материалы, приведенные в /4/, по-видимому, дают основание распространить на поперечные резонансы замечание М. С. Александрова о том, что без целе-



Низкочастотный участок статистического спектра атмосфериков по данным наблюдений летом 1970 г. в Воейкове (1) и деталь спектра типичного атмосферика, зарегистрированного в Хартуме (2).

направленной методики измерений спектральные линии (продольных резонансов) не фиксируются /13/. Спектры атмосфериков, приведенные в /5/, по своему общему виду представляются нетипичными для данного участка из-за наличия в них тенденции к понижению с ростом частоты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А. И., Богатырев А. В., Краснитский Ю. А. Статистический анализ синхронно зарегистрированных атмосфериков. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды 2-го Всесоюзного симпозиума. Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 171—173.
2. Бовэ П. Форма атмосфериков и распространение радиоволн очень низких частот. — Проблемы современной физики, 1953, вып. 5, с. 115—123.
3. Инок В. К. О выборе рабочей частоты для счетчиков местных грозовых разрядов. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 25—31.
4. Кабанов В. В., Норинский Л. В. Экспериментальное исследование естественных глобальных поперечных резонансов в полости Земля—ионосфера. — Геомагнетизм и аэрномия, 1986, т. 26, № 4, с. 684—686.
5. Лазебный Б. В., Николаенко А. П., Рафальский В. А., Ливец А. В. Обнаружение поперечных резонансов полости Земля—ионосфера в среднем спектре СДВ атмосфериков. — Геомагнетизм и аэрномия, 1988, т. 28, № 2, с. 329—330.
6. Норинский Л. В. О возможности и методах обнаружения естественных глобальных поперечных резонансов в полости Земля—ионосфера. — 7-я школа-семинар по ОНЧ излучениям. (Тезисы докладов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1985, с. 144.
7. Огороднейчук И. Ф., Журавлев И. Я., Яцышин В. И. Низкочастотная беспроводная связь в шахтах. — М.: Недра, 1975, — 232 с.
8. Остапенко А. А., Смирнов В. С. Тонкая структура поперечных резонансов волновода Земля—ионосфера. — 7-я школа-семинар по ОНЧ излучениям. (Тезисы докладов). Якутск, изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1985, с. 71—72.
9. Рафальский В. А. О возбуждении поперечных резонансов полости Земля—ионосфера горизонтальным током. — Изв. вузов, Радиофизика, 1986, т. 29, № 10, с. 1264—1267.
10. Смирнов В. С., Остапенко А. А. Поперечные резонансы волновода Земля—ионосфера в авроральной области. — Геомагнетизм и аэрномия, 1986, т. 26, № 2, с. 253—257.
11. Снегуров В. С. Амплитудно-частотные спектры близких атмосфериков, генерируемых разрядами типа облако — земля и облако — облако. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 17—22.
12. Федякина Н. И. ОНЧ-излучения в периоды суббурь по наблюдениям в Якутске. — В кн.: Связь ОНЧ излучений верхней атмосферы с другими геофизическими явлениями, Изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1977, с. 62—75.
13. Филиппов А. Х. Грозы Восточной Сибири. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 76 с.
14. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ. — М.: Наука, 1972. — 196 с.
15. Eichmeier J., Baumer H. Die natürliche elektromagnetische Impulsfrequenzspektrum der Atmosphäre. Archives for meteorology, geophysics and bioklimatology, ser. A, 1982, v. 31, N 3, p. 249—261.
16. Jayendran A. A study of ELF and VLF radiowave propagation in the south-north direction near the magnetic equator. Journ. atmosph. and terrestr. physics, 1971, v. 33, N 1, p. 13—20.
17. Stubbe P., Kopka H., Rietveld M. T., Dowden R. L. ELF and VLF wave generation by modulated HF heating of current carrying lower ionosphere. Journ. atmosph. and terrestr. physics, 1982, v. 44, N 12, p. 1123—1135.

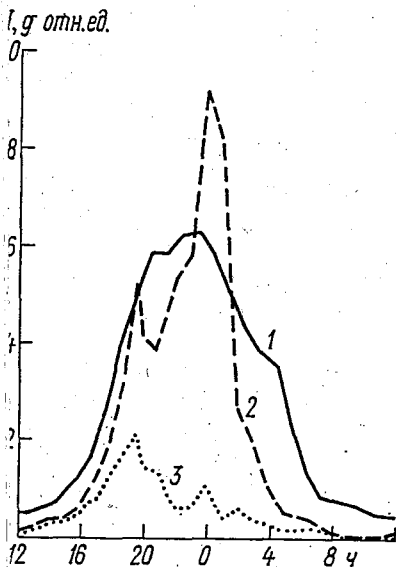
ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПРИХОДА АТМОСФЕРИКОВ В ПЕРИОДЫ ОТСУТСТВИЯ МЕСТНОЙ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Экспериментальные данные об азимутальном распределении естественных низкочастотных сигналов (атмосфериков), регистрируемых в наземных условиях, использовались раньше /7, 8/ и были использованы в настоящее время /4/ для выяснения природы их источников, группирующихся периодически в определенных направлениях. Предположения о наличии тропосферных источников атмосфериков, не связанных с грозowymi очагами и генерируемыми в них молниями, были окончательно опровергнуты во время дискуссии, проведенной в Английском метеорологическом обществе еще в 1936 г. /13/. Однако сравнительно недавно был выдвинут вопрос об источниках сглаженного низкочастотного излучения, названного регулярным шумовым фоном (РШФ). Предполагалось, что РШФ генерируется естественными процессами в верхних слоях атмосферы (в магнитосфере). Это предположение также не подтвердилось /4/.

Для непрерывной регистрации РШФ использовался вариант метода Ватсон Ватта, применявшегося в простейших установках для регистрации атмосфериков в первые десятилетия нашего века. Этот метод, заключающийся в приеме атмосфериков на вращающуюся рамку, использовался, в частности, в отделе атмосферного электричества ГГО в Слуцке (Павловске) в 1930-е годы /7—9/. Установка для регистрации РШФ /3/, выполненная с применением современной схемотехники, отличается по существу от установок, работавших в Слуцке, только введением сглаживающих печочек и соответственным изменением формы записи результатов, а также скачкообразным вращением рамки с остановками на 16 румбах. Скачкообразное вращение рамки облегчает обработку результатов наблюдений (подразделявшихся еще в Слуцке по 16 секторам /7/). Для исключения двусмысленности показаний проводились дополнительные наблюдения с приемом атмосфериков на кардиоиду, т. е. при комбинации рамки с открытой антенной (такие дополнительные наблюдения проводились и в Слуцке).

При интерпретации результатов наблюдений еще в первых работах /7, 8/ обратились к мировым грозowym очагам, но единственная приближенная оценка вклада этих очагов в общий итог, сделанная значительно позднее /6/, ограничила возможность таких сопоставлений отдельными периодами. По оценке, сделанной в /6/, где к мировым очагам относились области в которых среднее годовое число дней с грозой не меньше 100, их вклад составляет приблизительно 30 % общего числа атмосфериков. Пользуясь формулами, имеющимися в /6/, можно подсчитать, что при снижении граничного числа дней с грозой до 75, вклад мировых грозowych очагов все же не превышает 50 %. После этого, в частности, обнаружилась ошибка, допущенная при анализе измерений, проведенных на частотах ниже 1 кГц разработки одного из геологоразведочных методов /1/. Было показано что и на этих частотах в летнее время регистрируются в основном местные (региональные) грозы /2/.

Систематические наблюдения за регулярным шумовым фоном на частотах —10 кГц проводились в Якутске /4/, расположенном в области, где раньше регистрировались только местные грозы /12/. В противовес первоначально выдвигавшимся представлениям о природе РШФ эти наблюдения дали весьма олезный материал для характеристики приема атмосфериков и дальнейших обобщений.



Примеры суточного хода атмосфериков (по местному времени) в периоды отсутствия местной грозовой деятельности.

На рисунке представлены типичные кривые суточного хода атмосфериков в периоды отсутствия региональной грозовой деятельности, построенные по данным наблюдений в Воейково (под Ленинградом) и Якутске. В Воейково непрерывная регистрация числа атмосфериков производилась на частоте 10 кГц. Здесь минимум местной (региональной) грозовой деятельности часто приходится на апрель, и аналогичный пример уже был приведен в книге /5/. Кривая 1 на рис. 1 построена по выраженным в относительных единицах средним часовым значениям числа атмосфериков, принятых в Воейково в апреле 1968 г. и пришедших, по данным пеленгационных наблюдений, преимущественно из американского мирового грозового очага. Кривые 2 и 3 построены путем осреднения данных, выраженных в относительных единицах и взятых из статьи /4/, в которой приведен пример результатов наблюдений за атмосфериками в Якутске в ноябре 1985 г. на частоте 8,2 кГц. Последние кривые характеризуют закономерности типичного суточного хода атмосфериков, приходящих в Якутск в период отсутствия региональной грозовой деятельности в основном с западной стороны, из африканского мирового очага (кривая 2), и в значительно меньшей степени с востока, из индонезийского очага (кривая 3). Как видно из рис. 1, суточный ход западных атмосфериков, господствующих в такие периоды в Воейкове и Якутске, оказываются однотипным, несмотря на то, что формируются атмосфериками, приходящими в эти пункты из разных мировых очагов.

Преобладание западных атмосфериков было отмечено в литературе еще по данным более ранних наблюдений, проведенных в Англии (в зимнее время) и Австралии /7, 8/. В Канберре, где раньше проводились наблюдения северо-западные и западные направления прихода атмосфериков вполне определенно связывались с мировыми очагами в Индонезии (на расстоянии 3–6 тыс. км) и Африке (10–12 тыс. км). Атмосферики, генерируемые южноамериканским грозовым очагом, расположенным в юго-восточном направлении на расстояниях 13–14 тыс. км (т. е. сравнимых с расстоянием до африканского очага), в Канберре не обнаруживались.

По данным наблюдений, значительно позднее проведенных в Воейков /5, 10/, не принимаются атмосферики, генерируемые индонезийским мировым очагом, расположенным в восточном направлении на расстоянии 7–9 тыс. км, тогда как западные атмосферики, приходящие из южноамериканского мирового очага с расстояний 10–12 тыс. км, регистрируются в большом количестве и особенно выделяются в периоды отсутствия местной (региональной) грозовой деятельности. Такие же особенности обнаруживаются и по данным наблюдений в Якутске /4/: в соответствующие периоды там преобладают атмосферики, приходящие с запада из африканского грозового очага, расположенного на расстоянии 10–11 тыс. км, значительно слабее представлены атмосферики из более близкого (6–8 тыс. км) индонезийского грозового очага и отсутствуют атмосферики из южноамериканского грозового очага (северное направление, расстояние 13–15 тыс. км). Более подробные материалы могли бы быть получены в Якутске при использовании в дальнейшем не только амплитудных, но и фазовых методов наблюдений за атмосфериками /11/.

Обобщение результатов ранних и более поздних наблюдений позволяет конкретизировать известный вывод о зависимости азимутального распределения дальних атмосфериков от ряда периодически изменяющихся и постоянных факторов (суточного хода грозовой деятельности, освещенности трасс, проводимости подстилающей поверхности и т. д.). При отсутствии местной (региональной) грозовой деятельности преобладающие дальние атмосферики приходят преимущественно с западной стороны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артамонов Л. В. О наблюдениях магнитного поля в диапазоне частот 100–1000 Гц. — Изв. АН СССР, сер. физика Земли, 1966, № 2, с. 63–73
2. Артамонов Л. В., Клейменова З. П. О роли близких гроз в формировании УНЧ излучения. — Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 41–49.
3. Вальков С. П., Дружин Г. И., Швецов В. Д., Никитин Ю. П., Петров В. Г. Аппаратура для регистрации ОНЧ излучения. — В сб.: Низкочастотные сигналы во внешней ионосфере. Изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1976, с. 107–111
4. Дружин Г. И., Шапаев В. И. Роль мировой грозовой активности в формировании амплитуды регулярного шумового фона. — Геомагнетизм и аэронавигация, 1981, т. 28, № 1, с. 81–86.
5. Иньков Б. К. Фазовые методы определения расстояния до очагов атмосфериков. — Труды ГГО, 1973, вып. 319, 136 с.
6. Клейменова З. П. О соответствии между глобальными и локальными характеристиками гроз. — Труды ГГО, 1968, вып. 225, с. 50–54.
7. Леушин Н. И. К вопросу о важности исследования атмосфериков и наблюдений за ними для службы погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1938. — 72 с.

8. Леушин Н. И. Современное состояние вопроса об атмосферных помехах. — *Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз.*, 1939, № 6, с. 707—717.
9. Леушин Н. И., Меркулова Е. С. Атмосферика на средних волнах в летнее время в Слуцке. — *Труды ГГО*, 1939, вып. 30, с. 113—128.
10. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Однопунктные методы наблюдений за ионосферными одами. — *Труды ГГО*, 1969, вып. 242, с. 32—36.
11. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Использование фазовых параметров атмосферных волн. — *VII Школа-семинар по ОНЧ излучениям (тезисы докладов)*. Изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1985, с. 86.
12. Филиппов А. Х. Грозы Восточной Сибири. — *Л.: Гидрометеиздат*, 1974. — 136 с.
13. Discussion on thunderstorm researches. — *Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc.*, 1936, v. 62, p. 499—527.

ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ПРИЕМА АТМОСФЕРИКОВ ИЗ ИЗОЛИРОВАННОГО ГРОЗОВОГО ОЧАГА

Как известно, амплитуды принимаемых атмосфериков зависят от ряда факторов, которые более или менее изменчивы в естественных условиях. Занимаясь частной задачей о вероятности приема атмосфериков из отдельного грозового очага, можно углубиться в расчеты изменения амплитуд в зависимости от условий распространения, от распределения токов молний, а также от формы импульсов (применительно к случаю широкополосного приема) /1/. С другой стороны, можно заметить своего рода „брод“, позволяющий подойти к простой рабочей оценке вероятности P приема атмосфериков из одного изолированного грозового очага. Для условий, принятых в работе /2/, сразу же получается явная формула

$$P = 1 - \Phi \left[\frac{\ln(E/E_1) + k \ln(R/R_1)}{\sigma} \right], \quad (1)$$

где Φ — интеграл вероятности; E — пороговая напряженность поля, с которой начинается прием атмосфериков; k — показатель степени убывания амплитуд атмосфериков в зависимости от расстояния, R_1 — выбранное единичное расстояние (например, 100 км), R — расстояние до грозового очага, E_1 и σ — параметры логарифмически нормального распределения амплитуд атмосфериков (σ — стандартное отклонение, E_1 — медиана на расстоянии R_1). Заметим, что здесь использовано обычно принятое обозначение интеграла вероятности, а в работе /2/, как там оговорено, буквой Φ был обозначен интеграл с другими пределами.

Результаты расчета по формуле (1) при $\sigma = 0,5$ и $k = 1,1$ представлены в таблице, согласно которой дальность приема атмосфериков из изолированного очага резко возрастает при уменьшении порога в несколько раз по сравнению с медианным значением амплитуд на выбранном единичном расстоянии. Расчетные значения P больше 0,995 обозначены в таблице единицей, меньше 0,005 — нулем. Как видно из этой таблицы, квазипредельным вариантам приема атмосфериков из отдельного очага, расположенного в средней зоне, отвечает изменение порогового уровня примерно в 50 раз (т. е. примерно 35 дБ). Основные закономерности изменения величины P отображаются с помощью формулы (1) достаточно определенно.

В работе /3/ приведены результаты аналогичных расчетов для ближней зоны (до 150 км), особенности ее учитывались там скачкообразными изменениями показателя в зависимости от расстояния. Надежды на значительное уточнение таких оценок по данным более сложных теоретических расчетов могут практически не всегда оправдываться вследствие изменчивости условий развития грозовой деятельности.

Вероятность приема атмосфериков из изолированного очага,
рассчитанная по формуле (1)

| P/P ₁ | E ₁ /E | | | | | | |
|------------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 3 | 5 | 10 | 20 | 30 | 50 |
| 1 | 0,50 | 0,97 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 2 | 0,06 | 0,75 | 0,96 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 3 | 0,01 | 0,41 | 0,79 | 0,99 | 1 | 1 | 1 |
| 4 | 0 | 0,20 | 0,57 | 0,94 | 1 | 1 | 1 |
| 5 | 0 | 0,09 | 0,37 | 0,86 | 0,99 | 1 | 1 |
| 6 | 0 | 0,04 | 0,24 | 0,75 | 0,99 | 1 | 1 |
| 7 | 0 | 0,02 | 0,14 | 0,63 | 0,96 | 0,99 | 1 |
| 8 | 0 | 0,01 | 0,09 | 0,51 | 0,92 | 0,99 | 1 |
| 9 | 0 | 0 | 0,05 | 0,41 | 0,88 | 0,98 | 1 |
| 10 | 0 | 0 | 0,03 | 0,32 | 0,82 | 0,96 | 1 |
| 11 | 0 | 0 | 0,02 | 0,25 | 0,76 | 0,94 | 0,99 |
| 12 | 0 | 0 | 0,01 | 0,19 | 0,70 | 0,91 | 0,99 |
| 13 | 0 | 0 | 0,01 | 0,15 | 0,64 | 0,88 | 0,99 |
| 14 | 0 | 0 | 0,01 | 0,12 | 0,57 | 0,84 | 0,98 |
| 15 | 0 | 0 | 0 | 0,09 | 0,51 | 0,80 | 0,97 |
| 16 | 0 | 0 | 0 | 0,07 | 0,46 | 0,76 | 0,96 |
| 17 | 0 | 0 | 0 | 0,05 | 0,40 | 0,71 | 0,94 |
| 18 | 0 | 0 | 0 | 0,04 | 0,36 | 0,67 | 0,96 |
| 19 | 0 | 0 | 0 | 0,03 | 0,31 | 0,63 | 0,91 |
| 20 | 0 | 0 | 0 | 0,02 | 0,27 | 0,58 | 0,89 |

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Костыгов К. И., Иванов В. И. Амплитудное распределение и ослабление потока атмосфериков от главных ударов молнии в отдельных очагах. — Третий Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 197.
2. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. — Геомагнетизм и аэрономия, 1962, т. 3, № 2, с. 284–292.
3. Ремизов Л. Т., Паскуаль А. Г., Олейникова И. В. Характеристики импульсных атмосферных радиопомех очень низких частот вблизи грозового очага. — Радиотехника и электроника, 1987, т. 32, № 10, с. 2038–2046.

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В РАЙОНЕ ЛЕНИНГРАДА

Развитие инструментальных методов наблюдений за грозами значительно расширило возможности получения объективной и детальной информации о характере и особенностях грозовой деятельности. На основе этих наблюдений было выполнено большое число работ, посвященных исследованию пространственно-временного распределения количества грозовых разрядов для отдельных физико-географических районов /7, 8, 10, 12 и др./. Наиболее полно представлены данные о продолжительности гроз и числе грозовых разрядов в среднем за год, а интенсивность разрядной деятельности и характеристики отдельных гроз изучены слабо.

В настоящей работе выполнено статистическое исследование некоторых характеристик интенсивности отдельных гроз в районе Ленинграда.

Исходными данными послужили результаты регулярных наблюдений за грозовой деятельностью в п. Воейково вблизи Ленинграда в течение трех сезонов 1985 — 1987 гг. Молниевые разряды фиксировались с помощью двухпараметрического счетчика молний с радиусом обнаружения около 25 км и эффективным радиусом действия около 13 км /2/. Непрерывная запись молниевых разрядов осуществлялась с помощью стандартного суточного самописца.

В качестве условия разделения двух гроз принят временной интервал между разрядами, равный 15 мин и более /11/. Из последующей обработки исключались случаи с общим числом разрядов 5 и менее. Необходимо отметить, что такой подход нужен для лучшего согласования инструментальных и визуальных наблюдений /6/, однако при этом из анализа полностью исключаются наиболее слабые грозы.

Первичная обработка лент самописца производилась по характерным точкам — изломам в ходе кривой, соответствующим резкому изменению интенсивности (частоты) молниевых разрядов. Минимально возможный интервал временного осреднения, ограниченный конструкцией применяемого самописца, составлял 10 мин. При обработке определялись следующие характеристики:

- интервал времени между характерными точками Δt (мин),
- количество молниевых разрядов за данный интервал Δn ,
- частота молниевых разрядов за этот интервал времени $\Delta \nu$ (мин),
- интервал времени между разрядами $\Delta \tau$ (мин).

Кроме того, за отдельную грозу вычислялись:

- суммарное число разрядов n ,
- общая продолжительность разрядов t (мин),
- средняя частота молниевых разрядов ν (мин),
- максимальная частота молниевых разрядов ν_{\max} (мин),
- средний за грозу интервал времени между разрядами τ (мин).

Всего за трехлетний период непрерывных наблюдений было исследовано 25 внутримассовых и 47 фронтальных гроз.

Характеристики грозовой активности для территории с $R_{эф} = 13$ км

| Период наблюдений | Т | Т ₁ | Продолжительность гроз | | | Число разрядов | | | Интервал между разрядами | | | Частота разрядов | | | | |
|-------------------|----|----------------|------------------------|-------|------------------|----------------------|------|----|--------------------------|-------|------------------|----------------------|-------------------------|------------------|-------------------------|-----|
| | | | Пч | t мин | C _v % | t _{max} мин | N | n | C _v % | T мин | C _v % | T _{min} мин | ν мин ⁻¹ | C _v % | ν мин ⁻¹ | |
| VI-IX 1985 г. | 16 | 19 | 23,7 | 75 | 67 | 200 | 1061 | 56 | 120 | 241 | 1,3 | 141 | 0,23 | 0,75 | 56 | 4,3 |
| V-VIII 1986 г. | 21 | 31 | 61,3 | 119 | 82 | 405 | 3039 | 98 | 154 | 537 | 1,2 | 168 | 0,15 | 0,85 | 73 | 6,7 |
| VI-IX 1987 г. | 16 | 22 | 31,1 | 85 | 94 | 380 | 1428 | 65 | 237 | 730 | 1,3 | 270 | 0,18 | 0,77 | 73 | 5,7 |
| 1985- 1987 гг. | 18 | 24 | 38,7 | 97 | 98 | 405 | 1843 | 77 | 175 | 730 | 1,3 | 216 | 0,15 | 0,79 | 71 | 6,7 |

Анализ полученных данных начинался с определения самых общих статистических характеристик: средних значений, их изменчивости, экстремальных значений, которые сведены в таблицу. Затем определялись число дней с грозой T , число гроз T_1 , общая продолжительность гроз Π и суммарное число разрядов N за каждый год, которые также приведены в таблице.

Полученные инструментальные данные о числе гроз и числе дней с грозой хорошо согласуются с данными визуальных наблюдений, по которым получено, что T равно 16, 23 и 12, а T_1 равно 16, 30 и 13 соответственно для 1985, 1986 и 1987 гг. Среднее за три года число разрядов (340 на $100 \text{ км}^2/\text{год}$) и средняя продолжительность гроз (38,7 ч/год) согласуются с данными, полученными для Воейково другими авторами /3, 4, 5 и др./.

Коэффициенты вариации всех характеристик грозовой активности велики (60–200 %). Изменчивость средней частоты разрядов и продолжительности гроз почти вдвое меньше, чем изменчивость числа разрядов и интервала времени между разрядами. Отмечается увеличение коэффициентов вариации к концу рассматриваемого периода.

От сезона к сезону суммарное число разрядов N и суммарная продолжительность гроз Π изменяются наиболее значительно. В то же время их отношение $N/\Pi = \nu$ (средняя сезонная частота разрядов) изменяется всего на несколько процентов. Это соответствует наличию линейной связи между числом разрядов и продолжительностью гроз. Аналогичные результаты получены и в других регионах страны, например в Грузии /1/, Прибайкалье /13/ и Западной Сибири /12/. По-видимому, в качестве режимной характеристики интенсивности грозовой деятельности в заданном районе можно использовать среднюю частоту разрядов, для определения которой требуется менее продолжительный ряд наблюдений.

Кривые распределения интегральных вероятностей характеристик грозовой деятельности представлены на рис. 1. На оси ординат шкала построена в соответствии с нормальным распределением, а на оси абсцисс шкала логарифмическая, поэтому прямая линия соответствует логнормальному закону. Эмпирические точки хорошо ложатся на прямые, следовательно, вероятность того, что данная характеристика грозовой активности меньше x определяется

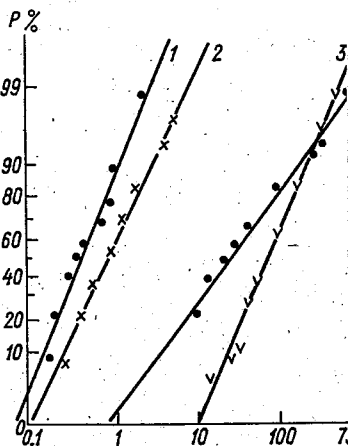


Рис. 1. Интегральная вероятность P непревышения характеристической грозовой активности значения x ; ($i = 1 \div 4$).

1 — средняя частота разрядов в грозе, $x_1 = \nu \text{ мин}^{-1}$; 2 — максимальная частота разрядов в грозе, $x_2 = \nu_{\text{max}} \text{ мин}^{-1}$; 3 — продолжительность грозы, $x_3 = t \text{ мин}$; 4 — число разрядов в грозе, $x_4 = n$.

соотношением:

$$P(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\frac{\xi^2}{2}} e^{-\frac{a \ln x - b}{2} \xi^2} d\xi + \frac{1}{2}, \quad (1)$$

где $a = 1,22$, $b = -1,22$ для средней частоты разрядов; $a = 1,02$, $b = -0,31$ для максимальной частоты разрядов; $a = 1,25$, $b = 5,25$ для продолжительности гроз; $a = 0,65$, $b = 2,06$ для числа разрядов в грозе.

В работе /9/ также получено логнормальное распределение продолжительности отдельных гроз для различных регионов мира.

Практический интерес представляет общая длительность грозовых интервалов, частота разрядов в которых изменяется в заданных пределах. Для этой цели был построен график связи (рис. 2), включающий весь период наблюдений. По оси абсцисс отложены значения частоты разрядов ν' , а по оси ординат — значения суммарной продолжительности всех грозовых интервалов с частотой разрядов менее ν' :

$$t' = \frac{1}{\Pi} \sum_0^{\nu'} \Delta t(\nu').$$

Продолжительность грозовых интервалов с частотой разрядов в заданных пределах от ν'_1 до ν'_2 составит $t'_2 - t'_1$ процентов. Из рис. 2 следует, что грозовые интервалы с частотой разрядов менее $0,5 \text{ мин}^{-1}$ занимают более половины всего грозового времени (57%), а в течение 80% грозового времени частота разрядов не превышает 1 мин^{-1} , и только 10% общей длительности всех гроз приходится на частоты больше 2 мин^{-1} .

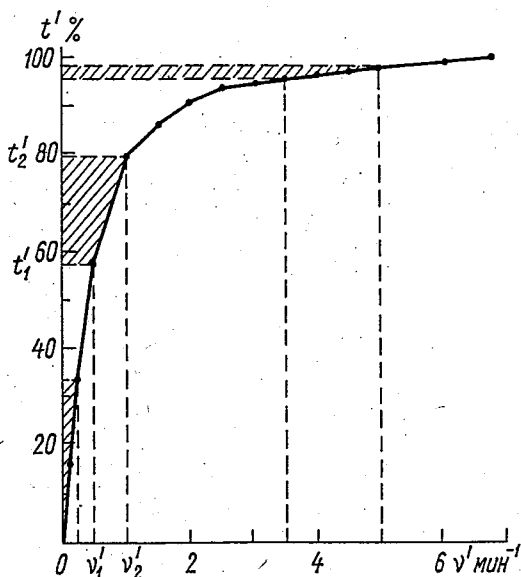


Рис. 2. Суммарная продолжительность t' грозовых интервалов с частотой разрядов ν' меньше заданной.

Число разрядов

$$n' = \frac{1}{N} \sum_{\nu_1}^{\nu_2} \Delta n(\nu'),$$

приходящееся на интервал частот от ν_1 до ν_2 , пропорционально заштрихованной площади S . Коэффициент пропорциональности $\Pi/N = 1/\nu$, т. е.

$$n' = \frac{1}{\nu} S. \quad (2)$$

Для линейной части функции n' выражение (2) принимает удобный для вычислений вид:

$$n' = \frac{t_2 - t_1}{\nu} \cdot \frac{\nu_1 + \nu_2}{2}. \quad (3)$$

Определим n' для диапазона частот от $\nu_1 = 0$ до $\nu_2 = 0,25 \text{ мин}^{-1}$. По графику находим соответствующие $t_2 = 33 \%$ и $t_1 = 0$, а из таблицы — среднее значение $\nu = 0,8$, тогда $n' = 5,2 \%$.

Итак, грозовые интервалы с небольшой частотой разрядов ($\nu' < 0,5 \text{ мин}^{-1}$) дают наибольший вклад в продолжительность (57 %) и небольшой в суммарное число разрядов (18 %). Грозовые интервалы с частотой разрядов больше $3,5 \text{ мин}^{-1}$ занимают 4 % общей продолжительности гроз и дают 25 % всех разрядов.

При изучении характеристик отдельных гроз возникает ряд методических трудностей. Для каждой отдельной грозы не выполняется предположение о равномерности распределения грозовых разрядов по площади, и измеренные характеристики определяются не только свойствами грозовой ячейки, но и ее удалением от регистрирующего прибора. Поэтому полученные распределения характеристик грозовой деятельности являются результатом наложения на природную повторяемость гроз различной интенсивности их случайного распределения по площади.

Таким образом, результаты проведенного исследования сводятся к следующему.

1. Распределение всех рассмотренных характеристик грозовой активности с достаточной степенью точности подчиняется логнормальному закону. В работе приведены параметры этого распределения для каждой характеристики.

2. Изменчивость средней частоты разрядов и продолжительности грозы вдвое меньше, чем изменчивость числа разрядов и среднего интервала между разрядами.

3. Средняя сезонная частота разрядов в грозе может служить характеристикой режима грозовой деятельности в заданном районе.

4. Больше половины всего грозового времени (57 %) занимают грозовые интервалы с частотой разрядов меньше $0,5 \text{ мин}^{-1}$, они дают небольшой вклад

в суммарное число разрядов (18 %). Только 20 % всего грозового времени приходится на интервалы с частотой разрядов больше 1 мин^{-1} , но они дают 60 % всех разрядов.

Авторы выражают благодарность Л. Г. Махоткину за любезно предоставленные ленты грозорегистраторов, которые служили исходными данными нашей работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Д в а л и Е. Р. Исследование продолжительности и частоты разрядов в зависимости от высоты места над уровнем моря в условиях Грузии. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 149–152.
2. И н ь к о в Б. К., М а х о т к и н Л. Г. Двупараметрический грозоотметчик. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 63–70.
3. К а м ы ш а н о в а В. А. Грозовая деятельность по данным грозорегистраторов в отдельных пунктах. — Труды ГГО, 1967, вып. 204, с. 63–67.
4. К о л о к о л о в В. П. К происхождению электрического поля земли. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 10–17.
5. К о л о к о л о в В. П. и др. К вопросу об оценке эффективности активных воздействий на грозу. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 3–10.
6. К о л о к о л о в В. П., Л е щ е н к о Г. П. О некоторых соотношениях между параметрами грозовой деятельности, полученными визуально и при помощи счетчиков молний. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 98–105.
7. Л о б о д и н Т. В. Продолжительность гроз на земном шаре. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 39–43.
8. Л о б о д и н Т. В. Распределение суммарного числа разрядов на земном шаре. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 44–46.
9. Л о б о д и н Т. В. Взаимосвязь и закономерности распределения характеристик грозовой деятельности. — Труды II Всесоюзного симпозиума. Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 212–214.
10. М а х о т к и н Л. Г., С е м е н о в К. А. Статистика грозовых разрядов. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 39–47.
11. Н а с т а в л е н и е гидрометеорологическим постам и станциям, вып. 3, ч. 1. — Л.: Гидрометеоздат, 1985, с. 127.
12. Ф и л и п п о в А. Х. Грозы Восточной Сибири. — Л.: Гидрометеоздат, 1974, 75 с.
13. Ф и л и п п о в А. Х., Л а з о в е р И. С., К р е ч е т о в А. А. Исследование грозоразрядной деятельности в Прибайкалье. — Труды ГГО, 1972, вып. 277, с. 83–90.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗМЕНЕНИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИ РАЗРЯДАХ МОЛНИЙ

Систематическое изучение изменений напряженности электрического поля во время разрядов молний было начато еще в 1920—1930 гг. Вормелем /6/. Форма регистрируемых им и другими исследователями кривых восстановления поля после грозовых разрядов в большинстве случаев описывается простой формулой

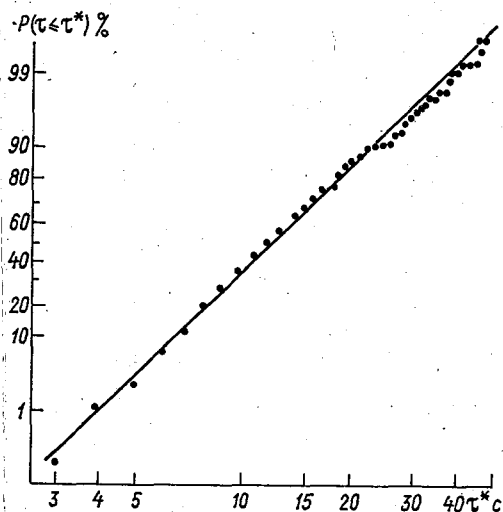
$$E(t) = \Delta E e^{-t/\tau},$$

где ΔE — амплитуда скачка поля при разряде, зависящая от расстояния до разряда R ; τ — время релаксации (или время восстановления); t — текущее время.

Основное внимание уделялось вначале амплитудному параметру формулы, так как по величине ΔE при использовании элементарной модели оценивалась величина зарядов, нейтрализуемых молниями, и экспериментально проверялись расчеты оценки зависимости ΔE от расстояния. Самостоятельные значения имеют результаты анализа статистического распределения ΔE для фиксированных значений расстояния R , характеризующие естественный разброс амплитуд сигналов в источнике. Было найдено, что распределение ΔE подчиняется логарифмически нормальному закону и естественный разброс значений ΔE характеризуется средним значением стандартного отклонения σ , равным приблизительно 7 дБ (от 6,6 дБ по исходным данным Вормеля до 8,3 дБ по наблюдениям под Ленинградом в 1961 г. /2, 3/).

В дальнейшем обратились преимущественно к экспериментальным оценкам параметра τ . Распределение значений τ по результатам проводившихся наблюдений, как выяснилось, описывается логарифмически нормальным законом и характеризуется такими же значениями σ , как и распределение ΔE . В частности, по данным измерений в Восточной Сибири /4/ $\sigma \approx 8,0$ дБ (для наземных разрядов) и $\sigma \approx 6,8$ дБ (для облачных разрядов). Над океаническими акваториями /1/ завышенное значение $\sigma \approx 9,4$ дБ объясняется двумя видами полученных кривых восстановления поля.

В 1979—1982 гг. на полигоне в Алазанской долине проводились наземные исследования изменений напряженности электрического поля при грозах. Отличие от проводившихся ранее работ — одновременность измерений в нескольких пунктах. По результатам регистраций представилось возможным оценить времена восстановления. Обработывались кривые восстановления экспоненциального вида, относящиеся к изолированным облакам, малоподвижным в течение всего времени жизни. Амплитуды скачков поля и послеразрядное восстановление поля выбирались таким образом, чтобы обеспечить получение статистически значимых значений τ . Времена релаксации рассчитывались путем сравнения с амплитудой скачка последующих (с интервалом 1 с) амплитуд процесса восстановления поля. В результате



Распределение значений τ , характеризуемое вероятностью $P(\tau \leq \tau^*)$ появления значений τ , не превышающих τ^* .

обработаны соответствующие принятым условиям 730 кривых восстановления поля (из более тысячи зарегистрированных), обусловленных разрядами в 12 облаках, наблюдаемых в течение 6 дней в семи пунктах наблюдения.

Распределение полученных значений τ приведено на рисунке в координатах, позволяющих представить логарифмически нормальные распределения прямой линией. В нашем случае значения τ хорошо укладываются вдоль вполне определенной прямой, по наклону которой $\sigma \approx 4,2$ дБ. Это значение σ меньше полученных выше значений, что можно объяснить, вероятно, более строгим отбором экспоненциальных кривых восстановления, а также более согласованной настройкой регистрирующей аппаратуры.

Медианное значение τ , равное 12 с очень близко к полученным ранее оценкам этого параметра (в среднем около 13 с). Весьма характерным является также само логарифмически нормальное распределение значений τ , так как этому закону подчиняется большинство грозовых параметров /5/. Однако однотипность распределений не влечет за собой связь различных параметров. Так, по данным проведенных наблюдений отсутствует связь между τ и ΔE , между τ и предразрядной напряженностью поля E_p , а также между ΔE и E_p .

Имеется тенденция к уменьшению значений τ при увеличении расстояния до грозы, но четкую форму этой зависимости определить не представляется возможным из-за разброса даже осредненных точек.

Связи ΔE и τ с частотой разрядов N не обнаружено, но временной ход τ противофазен временному ходу N , а в некоторых случаях прослеживается синхронность временного хода ΔE и N .

К подобным качественным зависимостям относится и наблюдавшееся уменьшение значений τ при уменьшении высоты верхней границы облака $h_{вг}$ и соответственно увеличение τ с увеличением этой высоты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имянитов И. М., Кречетов А. А., Шаманский Ю. Ф. Исследование времени релаксации напряженности электрического поля после грозových разрядов над океанами и сушей. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 141–145.
2. Махоткин Л. Г. Изменение скачков электростатического поля в зависимости от расстояния до грозового разряда. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1, № 2, с. 230–232.
3. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозových разрядов. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 39–47.
4. Филиппов А. Х. Грозы Восточной Сибири. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 76 с.
5. Aiyā S. V. C. Some characteristics of tropical lightning. — Journ. Ind. Inst. Sci., 1981, v. 60A, p. 39–59.
6. W o r m e l l T. W. The effects of thunderstorms and lightning discharges on the Earth's electric field. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 238A, 1939, p. 249–303.

СООТНОШЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРОЗАМИ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ

Применение в разных местах различных радиотехнических устройств, предназначенных для получения данных о ближней грозовой обстановке, может способствовать выяснению ряда методических вопросов, если обратиться к сопоставлению отдельных результатов, не всегда сравниваемых между собой. Общие сведения о зональном распределении грозовой деятельности, о наличии мировых грозовых очагов, связываемых теперь с поясом, котором постоянно присутствует тропическая тропопауза /26/, и многочисленные карты среднего числа дней с грозой были получены по данным приборных наблюдений, проводимых на сети метеорологических станций. По данным дополнительных визуальных наблюдений были выделены основные типы разрядов и обнаружены широтные изменения относительного числа земных разрядов, связываемых также с изменением высоты тропопаузы /0, 31/. При наличии многочисленных зональных различий имеются и общие закономерности грозовой деятельности, к которым относится прежде всего характерный для всей суши средний суточный ход (по местному времени). Можно найти, конечно, редкие исключения из этого правила, указав, например, на противоположный суточный ход гроз в двух пунктах, расположенных на расстоянии 250 км в районе озера Виктория /34/, но самыми типичными являются примеры совпадения суточного хода /3/.

Наиболее полные характеристики грозовой деятельности могут быть получены только инструментальными методами с помощью счетчиков молний (грозорегистраторов), грозопеленгаторов, регистраторов параметров молний, а также радиолокаторов. Инструментальные наблюдения за грозами организовывались раньше главным образом для получения оперативной информации о грозовой обстановке. Попутно с оперативным использованием наблюдений сети пеленгации гроз, работавшей в СССР с 1950-х годов /13/, были сделаны первые опыты применения полученных результатов для построения карт среднего числа разрядов на единицу площади /17, 18/. По этим картам на 1 км^2 приходится в среднем за год преимущественно меньше одного разряда, а на севере ЕТС (например, в Карелии) меньше 0,1 разряда, в Ленинградской области приблизительно 0,5 разряда. Позднее была построена карта распределения плотности разрядов на ЕТС по данным редкой сети пунктов, снабженных грозорегистраторами /16/. Указанные на этой карте плотности разрядов большей частью равны приблизительно 1,5–2 разряда и на восточно-западе ЕТС (в Карелии) не опускаются ниже 1 разряда на 1 км^2 в год.

С 1985 г. в Финляндии работает купленная в США система автоматической пеленгации молний, а достаточно плотная сеть счетчиков молний (около 60 пунктов) действует там с 1960 г. В кратком, но исключительно содержательном отчете /35/ сопоставлены результаты параллельной регистрации молний в южной половине Финляндии, которая охватывается пеленгационной системой и в которой расположена большая часть счетчиков. Как в 1985 г., так и в 1986 г. на большей части этого района автоматическая пелен-

гационная система зарегистрировала не более 0,05 разряда на 1 км^2 и лишь в крайне редких местах была отмечена плотность больше 0,2 разряда на 1 км^2 . В полную противоположность этому, по данным счетчиков молний, средняя плотность разрядов в этой части Финляндии составляла 1,9 разрядов в 1985 г. и 1,1 разрядов в 1986 г., причем в подавляющем большинстве случаев (от 74 % в 1986 г. до 100 % в 1985 г.) даже в отдельных пунктах не опускалось ниже 0,5 разряда на 1 км^2 .

Сопоставления, проведенные как по старым, так и по самым новейшим данным, приводят к одинаковому общему выводу о том, что при использовании пеленгационного метода получают оценки плотности молний, заниженные более чем на порядок по сравнению с оценками, сделанными по счетчикам молний. Использование аппаратуры, очень различной по техническому уровню, неодновременность сравниваемых старых наблюдений и ряд допущений, сделанных при их обработке, вероятнее всего только подчеркивают этот вывод, так как в данном случае нельзя было предопределить результатов сравнений.

В 1950-е и 1960-е годы в СССР действовала неавтоматизированная сеть пунктов пеленгования гроз /13/ и использовались счетчики молний, разработанные в ГГО /25/. На сети применялись преимущественно узкополосные пеленгаторы, работавшие на частоте 7 кГц (пеленгаторы с полосой 2–12 кГц оказались по опыту менее подходящими). Счетчики ГГО по частотным характеристикам напоминали рекомендованные позднее счетчики СИГРЭ-10 /32/, но имели более высокую чувствительность.

В 1985 и 1986 гг. в Финляндии работала полностью автоматизированная система, обеспеченная каналами прямой связи двух пунктов пеленгования молний с пунктом обработки первичных данных (третий пеленгатор в это время еще не был задействован) /35/. По техническим условиям для таких систем предусмотрены более короткие базы (200–300 км) по сравнению с базами, принятыми для неавтоматических сетей ($> 500 \text{ км}$). Финские счетчики молний аналогичны счетчикам СИГРЭ-0,5, радиус действия которых по данным тщательных исследований в Южной Африке равен 35 км, а в Европе принимается равным 17 км /32/. Последнее значение использовалось до 1983 г. при обработке наблюдений финской сети и было принято здесь для проведенных выше сопоставлений. Значительно большее значение (45 км) получилось по результатам дополнительных опытов, сделанных в Финляндии в 1985 г., когда местоположение молний, зарегистрированных счетчиками на двух станциях, определялось по данным автоматической пеленгационной системы /35/. Если принять это значение радиуса действия, расхождение оценок средней плотности разрядов резко снижается, но, во-первых, остающиеся невязки еще достаточно велики и, во-вторых, возникает новое противоречие. Допуская, что однотипные счетчики имеют радиус действия 45 км в Финляндии, а 35 км в Южной Африке, приходится сделать неправдоподобный вывод об уменьшении силы молний в южных широтах. Наибольшее число гроз и молний наблюдается, безусловно, в тропических районах, но вопрос об изменении средних характеристик самих молний этим фактом не решается.

Автоматическая пеленгационная система попутно с определением местоположения молний выдает данные о числе повторных разрядов и об ампли-

дах тока молний. По данным, полученным в Финляндии таким способом, распределение молний по числу повторных разрядов (n) характеризуется зависимостью типа 2^{-n} как в 1985 г., так и в 1986 г. /35/. Распределение ков молний описывается логарифмически нормальным законом. Параметры этого распределения, определенные в отдельности по данным для 85 и 1986 гг., также сравнительно мало отличаются друг от друга. Между тем, уровень грозовой деятельности в Финляндии, оцениваемый по общему слуху зарегистрированных молний, в 1986 г. был в два раза ниже, чем в 85 г.

Следует добавить, что приведенное выше распределение молний по числу вторных разрядов отмечалось не только в Финляндии, но и в Южной Африке /33/, а медианные значения токов молний (55 кА в 1985 г., 50 кА в 86 г.) оказались даже завышенными по сравнению с оценками (25—кА), полученными в Южной Африке /33/ и на Флориде /36/. Завышенные значения токов могут объясняться погрешностью методики косвенных измерений, предложенной изготовителем автоматической системы, и наиболее вероятно, что характеристики однотипных молний не зависят от интенсивности грозовой деятельности (или широты). На это указывают также результаты наблюдений, проведенных с помощью счетчиков ГГО около экватора /7, 8, 9/. Среднее значение между старой и новой оценкой радиуса действия финских счетчиков /35/ приближается к средней величине радиуса действия счетчиков СИГРЭ-0,5, полученной по данным наблюдений в Южной Африке и Австралии /32/.

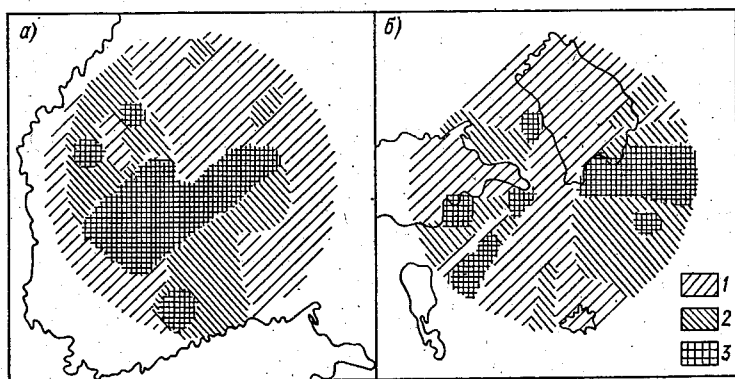
Взаимные уточнения, получаемые при сопоставлении различных данных грозовой деятельности, распространяются и на результаты работы автоматической пеленгационной системы, по опыту эксплуатации которой в Финляндии /35/ можно сделать ряд замечаний. Автоматические широкополосные пеленгаторы с полосой 1 кГц — 1 МГц оказались не свободными от девиационных погрешностей, возможно, даже превышающих погрешности простораненных раньше узкополосных пеленгаторов, устанавливавшихся в отдельных случаях в сложном окружении (например, в чердачном помещении трехэтажного дома). Расширение действовавшей в Финляндии системы путем запуска третьего пеленгатора позволит исключить ошибки, транявшиеся до этого по выборочному сопоставлению данных со спутниковыми снимками облачности /35/, но не приведет к увеличению числа разрядов, запеленгованных на данной площади. Труднее оценить влияние других особенностей аппаратуры, „ослепляемой“ при близких разрядах (лиже 40 км? возможно, в работе /35/ опечатка) и ограничивающей дальность приема по результатам автоматической проверки близости формы притых атмосфериков к заданной типовой форме.

При подходе к решению отдельных вопросов нужно подчеркнуть целесообразность распространения простейших наблюдений за грозами, предусматвляющих подсчет числа тех разрядов, для которых время между вспышкой молнии и громом не превышает 10 с. Статистическая обработка результатов ких наблюдений позволила бы получить независимую оценку редуционных множителей, необходимых для согласования данных о средней плотности разрядов, полученных различными методами, и, в частности, для корректировки суммарных показаний автоматической пеленгационной системы.

после намеченной в Финляндии ликвидации сети счетчиков. Разумное оживление дополнительных визуальных наблюдений, ограничивающихся эпизодическими оценками числа молний различного типа, даст более конкретные и практически применимые результаты, чем, например, сбор сведений о шаровых молниях /4/. Хороший пример успешного проведения даже более сложной работы дала организация любительских наблюдений, оказавших большую помощь при составлении карты проводимости почвы /14/ и ориентированных потом при активной поддержке академика А. И. Берга на выяснение других особенностей распространения радиоволн /12/.

Для многих практических приложений достаточны оценки грозовой активности по числу принятых атмосфериков, при суммировании которых в пределах охватываемой ближней зоны можно выделить районы с относительно высокой, средней и низкой грозовой активностью. Соответствующие карты в порядке опыта составлялись еще в 1960-е годы по данным однопунктных наблюдений, проводившихся тогда с помощью визуального пеленгатора и амплитудного дальномера /1, 2, 29, 30/. В качестве примера одна из этих карт воспроизведена с уменьшенным числом градаций на рис. 1 б. В настоящее время подобные карты можно получать автоматически при наличии соответствующей аппаратуры. На рис. 1 а в схематическом виде представлена основная часть карты распределения грозовой активности в южной половине Финляндии в 1985 г. по данным работающей там автоматической пеленгационной системы, не охватывающей северную половину страны /35/. На этом рисунке опущены указанные в оригинале /35/ градации плотности разрядов (так как редуциционный множитель еще не определен) и частные детали (не сходящиеся с деталями аналогичной карты, построенной в той же работе /35/ по данным достаточно плотной сети счетчиков молний).

Трудоемкость неавтоматизированных однопунктных наблюдений за грозами в ближней зоне (в радиусе до 200 км) исключала возможность исполь-



Распределение относительно низкой (1), средней (2) и высокой (3) грозовой активности в зонах с радиусом 200 км.

а — южная часть Финляндии в 1985 г. по данным пеленгования молний /35/, б — Ленинградская область в 1962 г. по данным однопунктных наблюдений /1/.

ования такой методики в оперативной работе. Поэтому в 1970-е годы в ГГО был разработан панорамный регистратор ближних гроз /5, 27/ и позднее его упрощенный вариант — грозоуказатель /6, 28/. Панорамные регистраторы представляют образцы достаточно простых автономных устройств, обеспечивающих непрерывную автоматическую регистрацию общей характеристики грозовой обстановки в ближней зоне. Многолетний опыт использования панорамного регистратора в Кировограде дал положительные результаты /19—24/.

Положение грозových очагов, регистрируемых однопунктной аппаратурой по грубым градациям азимутов и расстояний, может уточняться в соответствии с расположением облаков по данным радиолокаторов, для которых диагноз гроз является одной из важнейших задач, решаемой по косвенным признакам с недостаточно высокой эффективностью /15/. Такие уточнения нужны не всегда; например, вертолетам лесной охраны достаточно указать грозовой район в радиусе 30 км /11/. Не следует также забывать о быстрой изменчивости грозовой деятельности и возможности встречи молний в тех пунктах выделенного грозоопасного района, где перед этим по более детальным данным пеленгационной системы не было наземных разрядов. В конечном счете вопрос о соотношении однопунктных и сетевых наблюдений за ближней грозовой обстановкой не подчиняется принципу исключенного третьего и при наличии подходящих условий можно было бы обеспечить переход каждой отдельной установки на работу как в однопунктном, так и в многопунктном режиме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асташенко А. И. Грозовая активность в Ленинградской области в 1962 г. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 68—69.
2. Асташенко А. И., Лыдзар П. С., Махоткин Л. Г. Грозовая активность в Ленинградской области в 1961 г. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 3—9.
3. Асташенко А. И., Семенов К. А. Результаты сравнения грозорегистраторов. — Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 46—54.
4. Григорьев А. И., Григорьева И. Д. Метеорологические условия, характерные для наблюдения шаровых молний. — III Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 228.
5. Иньков В. К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры в панорамном регистраторе близких гроз. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 3—17.
6. Иньков В. К. Грозоуказатель. — Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 76—84.
7. Иньков В. К. Из опыта наблюдений за грозами в тропической зоне. — Труды ГГО, 1970, вып. 253, с. 161—166.
8. Иньков В. К. Инструментальные наблюдения за грозами в 1970 г. на периферии одного из мировых грозových центров. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 88—93.
9. Иньков В. К. Проверка универсальности счетчиков грозových разрядов. — Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству, Л.: Гидрометеоиздат, 1976, с. 264—268.
10. Иньков В. К., Махоткин Л. Г. Широтные особенности грозовой деятельности. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 34—38.
11. Кармазин А. У. Авиация в лесном хозяйстве. — М.: Агропромиздат, 1986. — 168 с.
12. Кашпровский В. Е. Как ведут себя радиоволны над морем? — Юный техник, 1962, № 10, с. 4—8.
13. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. — М.: Наука, 1966. — 248 с.

14. Кашпровский В. Е., Кузубов Ф. А. Распространение средних радиоволн земным лучом. — М.: Связь, 1971. — 220 с.
15. Киселев В. Н. Анализ эффективности диагноза гроз по радиолокационным данным. — В сб.: Космическая и авиационная метеорология. П.: Изд. ЛПИ, 1985, вып. (ЛГМИ), с. 86—89.
16. Колоколов В. П., Кутявин В. А. Карта числа грозовых разрядов Европейской территории СССР за 1965 г. — Труды ГГО, 1967, вып. 204, с. 60—62.
17. Леушин Н. И. О количестве молний в летнее время на Европейской территории СССР. — Метеорология и гидрология, 1964, № 9, с. 22—28.
18. Леушин Н. И., Ардабьевская Л. Н. О количестве молний в летнее время на территории, освещаемой среднеазиатским кустом пеленгования гроз. — Метеорология и гидрология, 1965, № 12, с. 31—34.
19. Лещенко Г. П. Автоматическая сигнализация о грозовой деятельности. Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 26—31.
20. Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Оперативное обнаружение гроз панорамными регистраторами, установленными в двух пунктах. — Труды ГГО, 1981, вып. 44, с. 47—52.
21. Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Эффективность визуальных и инструментальных наблюдений за грозами. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 29—34.
22. Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Методика использования данных гроз пеленгаторов при обеспечении авиации. — III Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 190.
23. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Использование панорамного регистратора гроз в оперативной работе. — Метеорология и гидрология, 1976, № 5, с. 113—114.
24. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Примеры использования панорамного регистратора гроз при метеообеспечении авиации. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 18—22.
25. Лыздар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 54—58.
26. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Особенности расположения мировых гроз зовых очагов. — III Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 223.
27. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К., Синегубов В. И. Сопоставление данных панорамных регистраторов близких гроз при частично перекрывающихся рабочих зонах. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 53—57.
28. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К., Синегубов В. И. Анализ результатов регистрации ближних гроз. — Труды ГГО, 1984, вып. 484, с. 3—8.
29. Созин В. И. Грозовая активность в Кировской области по данным инструментальных наблюдений в 1965 г. — Труды ГГО, 1967, вып. 204, с. 92—95.
30. Созин В. И. Грозовая активность в Кировской области в 1966 г. — Труды ГГО, вып. 253, 1970, с. 116—118.
31. Aiyas S. V. C. Some characteristics of tropical lightning. — Journ. Ind. Inst. Sci 1981, v. 63A, p. 39—59.
32. Anderson R. B. The application of lightning flash counters to the determination of thunderstorm parameters. — CSIR special report ELEK 54, Pretoria, 1974, 11 p.
33. Eriksson A. J. The measurement of lightning and thunderstorm parameters results for the 1975/76 season. — CSIR special report ELEK 103, Pretoria, 1976, 25 p.
34. Lumby F. E. Topographic influences on thunderstorm activity near lake Victoria. — Weather, 1970, v. 25, N 9, p. 404—410.
35. Tuomi T. J. Lightning observations in Finland 1984—1986. — Geophysical publications Finnish meteorological institute, 1987, N 4, 47 p.
36. Uman M. A., McLain B. K., Fisher R. J., Krider E. P. Currents in Florida lightning return strokes. — Proceedings Waldorf confer. on long-range geographic estimation of lightning sources, 11—16 sept. 1972, Naval res. Labor., Washington, 1974, p. 124—145.

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СЧЕТЧИКОВ МОЛНИЙ В ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

В конце теплого сезона 1987 г. на полевой базе Научно-исследовательского института высоких напряжений при Томском политехническом институте (НИИ ВН ТПИ) было проведено сравнение счетчика молний, входящего в состав двухпараметрического грозоотметчика и подробно описанного в /1/, со счетчиком молний СМ-8, являющимся вариантом счетчика СМ-6 /6/. Счетчик молний СМ-8 имеет штыревую антенну с сосредоточенной емкостью на ее вершине, создаваемой четырьмя радиальными стержнями. Геометрическая высота антенны над поверхностью земли равна 2,5 м, действующая высота составляет 1,9 м при емкости около 60 пФ /3/. Электронная схема счетчика размещена в цилиндрическом корпусе, установленном непосредственно на антенне. Источник питания (батарея сухих элементов 29 ГРМЦ-13 напряжением 15 В) и регистратор (электромеханический счетчик) устанавливаются в помещении и соединяются с входной электронной схемой с помощью кабеля. По своим приемным характеристикам счетчик СМ-8 соответствует счетчику СИГРЭ-10 с рабочей полосой 2,5—40 кГц /7/, а входной фильтр грозоотметчика подавляет частоты ниже 30 кГц. Следовательно, сравниваемые счетчики работают в основном в разных диапазонах: счетчик СМ-8 в диапазоне СДВ, грозоотметчик в диапазоне ДВ.

Для сопоставления развернутых по времени показаний двух сравниваемых счетчиков использовался многоканальный самописец, подготовленный в НИИ ВН ТПИ на базе вольтметра Н 392. Скорость протяжки его диаграммной ленты выбиралась равной 180 или 600 мм/ч в зависимости от интенсивности грозы. Кроме отметок о срабатывании счетчиков в тех случаях, когда это было возможно, на ленте самопишущего прибора отмечался тип разряда и время до грома. Для получения этих отметок использовался выносной пульт, находившийся у наблюдателя на открытом воздухе вне помещения.

После установки счетчиков была сделана дополнительная проверка в отношении их чувствительности к коммутационным помехам. Грозоотметчик совершенно не реагирует на коммутации в помещении полевой станции, тогда как счетчик СМ-8 срабатывает в среднем 3 раза на 100 преднамеренных коммутаций осветительных и электроизмерительных приборов. При установке блока питания с электромеханическим счетчиком непосредственно около антенны, когда устраняются наводки даже в низкоомных цепях питания и выхода, счетчик СМ-8 перестает реагировать на коммутации в помещении станции.

Полученные экспериментальные данные относятся к четырем грозовым периодам (по местному времени): 1) от 23 ч 7 августа до 11 ч 15 мин 8 августа, 2) от 17 ч 10 мин до 21 ч 40 мин 9 сентября, 3) от 13 ч 55 мин до 19 ч 45 мин 10 сентября, 4) от 19 ч 05 мин 14 сентября до 9 ч 55 мин 15 сентября 1987 г. В течение этих четырех периодов грозоотметчик зарегистрировал соответственно 433, 96, 40 и 74 разряда при общей сумме (k^*), равной 643 разрядам. Счетчик СМ-8 зарегистрировал соответственно 131, 43, 12 и

22 разряда, а в общей сумму (к) 208 разрядов. Тип разрядов определял визуально из одного пункта, поэтому сделанные оценки являются самыми предварительными. Для грозоотметчика из 73 идентифицированных разрядов 52 оказались наземными, т. е. коэффициент селекции $Y^* = 0,71$. Счетчик СМ-8 зарегистрировал 23 наземных разряда из 26 разрядов обоих типов, т. е. в этом случае коэффициент селекции $Y = 0,88$. По записям, полученным на лентах самописца, счетчик СМ-8 в среднем начинает срабатывать на 1,8 ч позже, чем грозоотметчик, и, как правило, раньше заканчивает.

Для интерпретации данных наблюдений, проводимых с помощью счетчиков грозовых разрядов (грозоотметчиков), используют параметр приспособленные для получения требуемых характеристик грозовой деятельности. В метеорологических работах для получения оперативных данных о ближней грозовой обстановке используется преимущественно радиус обнаружения гроз (R_{06}), а в качестве дополнения общий эффективный радиус (R). В работах электромеханического профиля широкое распространение получили эффективные радиусы действия для разрядов на землю (R_3) и межоблачных (внутриоблачных) разрядов (R_0). С помощью последних двух параметров, предложенных в работе /9/, оцениваются те изменения коэффициента селекции Y , которые могут встретиться при использовании однотипных счетчиков в разных географических зонах. Действительно

$$Y = \frac{\pi(R_3)^2 n_3}{\pi(R_3)^2 n_3 + \pi(R_0)^2 n_0} = \frac{1}{1 + p \left(\frac{R_0}{R_3} \right)^2}, \quad (1)$$

где коэффициент p , равный отношению плотности облачных разрядов (n_0) к плотности разрядов на землю (n_3), может определяться независимо по данным других наблюдений. Однако для получения таких оценок приходится делать некоторые дополнительные допущения.

В результате совместного использования экспериментальных значений R и Y , полученных в Южной Африке /8/ и в других районах /2, 5/, в работе /4/ выведена следующая расчетная формула для оценки радиуса действия (R_3) счетчиков типа СИГРЭ-10 /7/ и, в частности, счетчиков СМ-8:

$$R_3 = 14 \left(\frac{I_1}{U_0} \right)^{0,6}, \quad (2)$$

где I_1 — медианное значение токов молний в килоамперах; U_0 — порог срабатывания счетчика в вольтах на частоте 10 кГц; тогда R_3 получается в километрах. По этому выражению (с учетом принятой в работе /5/ зависимости I_1 от географической широты) $R_3 = 13,6$ км при $I_1 = 18,5$ кА для широты 58° . Эффективный радиус R^* грозоотметчика, имеющего антенну длиной 1 м, больше R_3 счетчика СМ-8 и, как указано в статье /1/, равен приблизительно 20 км.

На основании полученных экспериментальных данных можно характеризовать согласованность указанных оценок эффективных радиусов счет-

чика СМ-8 (R_3) и грозоотметчика (R_3^*). Из элементарных соображений следует, что $R_3^*/R_3 = \sqrt{(k^*Y^*)/(kY)}$, откуда, подставляя указанные выше соответствующие величины, находим $R_3^*/R_3 = \sqrt{(0,71 \cdot 643)/(0,88 \cdot 208)} = 1,58$. Следовательно, при $R_3 = 13,6$ км радиус грозоотметчика $R_3^* = 21,5$ км, т. е. близок к указанному в работе /1/ значению $R^* \approx 20$ км. Однако $R_3^* = R^* \sqrt{Y^*}$, и в данном случае сопоставимой оценкой будет значение $R^* = R_3^*/\sqrt{0,71} \approx 25$ км. Тем не менее расхождение различных оценок R^* (20 и 25 км), отклоняющихся от их средней величины приблизительно на $\pm 10\%$, следует считать вполне допустимым при сравнительно ограниченном объеме полученных пока данных наблюдений, которые в дальнейшем будут продолжены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Двухпараметрический грозоотметчик. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 63–71.
2. Колоколов В. П., Симонова Р. И. Методика составления карт грозовых разрядов. — Труды ГГО, 1965, вып. 177, с. 23–30.
3. Потапкин В. И., Раков В. А. О регистрации атмосфериков. — Изв. вузов СССР, сер. радиоэлектроника, 1982, т. 25, № 9, с. 70.
4. Раков В. А. Об определении плотности разрядов молнии на землю. — Электричество, 1986, № 3, с. 54–56.
5. Раков В. А., Дульзон А. А. О широтных особенностях грозовой деятельности. — Метеорология и гидрология, 1984, № 1, с. 52–57.
6. Раков В. А., Шойванов Ю. Р., Женихов Э. Ф., Кравченко А. П. Счетчик молний СМ-6. — Приборы и техника эксперимента, 1986, № 3, с. 239.
7. Anderson R. V., van Niekerk H. R., Prentice S. A., Mackerras D. Improved lightning flash counters. — Electra, 1979, N 66, p. 85–98.
8. Anderson R. V., van Niekerk H. R., Kroninger H., Meal D. V. Development and field evaluation of lightning earth-flash counter. IEE Proceedings, 1984, v. 138A, N 2, p. 118–124.
9. Prentice S. A., Mackerras D. Recording range of a lightning-flash counter. — IEE Proceedings, 1969, v. 116, N 2, p. 294–302.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРИКОВ ПО ПОЛЯРНОСТЯМ

Облачные и наземные молнии генерируют атмосферерики, которые в общих чертах мало отличаются друг от друга. При отсутствии достаточно определенных общих предпосылок задача об автоматической регистрации наземных молний могла решаться только путем поиска подходящих параметров атмосферериков. Поисковые работы, проводившиеся в течение длительного времени в разных странах, до сих пор не дали вполне определенных окончательных результатов. Трудности, встреченные на этом пути, побуждают обратиться к поэтапному подходу к решению данного вопроса. Для этого можно сначала подразделить атмосферерики на большие группы, с тем чтобы потом поиск нужных параметров производить по отдельным группам. Наиболее простое подразделение получается по признаку полярности атмосферериков (вблизи источников (молний)).

Как известно, вблизи источника в подавляющем большинстве случаев наблюдались положительные скачки напряженности электрического поля, но при увеличении расстояния до нескольких десятков километров получалось обратное соотношение /4/. По поводу преобладающей полярности первого квазиполупериода атмосферериков в литературе имеются разногласия /6/. На достаточно больших расстояниях от источника атмосферерики приобретают форму пакета квазисинусоидальных колебаний, при которой непосредственное определение полярности исходного сигнала становится все более затруднительным.

Среди различных фазовых параметров атмосферериков можно найти параметр, значение которого в рабочем приближении не зависит от расстояния до источника /3/. Такой параметр определяется линейной комбинацией фаз трех гармоник атмосферерика, частоты которых находятся по расчетной формуле. Так как при изменении полярности принятого сигнала значение этого параметра изменяется на 180° , он мог бы служить индикатором исходной полярности атмосферерика. Однако результаты наблюдений, проведенных в 1983 г. сначала на частотах 6,0, 15,7, 41,1 кГц, потом на частотах 5,0, 12,9, 33,7 кГц, не подтвердили возможность такого использования этого параметра. По данным наблюдений за сравнительно далекими атмосферериками, любые значения этого параметра встречаются с вероятностью одинакового порядка, колеблющейся в пределах от 0,8 до 1,2 относительно среднего уровня. Опыт показывает, что при большом интервале между рабочими частотами (в данном случае порядка 30 кГц) резко проявляется нестабильность фазовых характеристик атмосферериков.

Совершенно противоположными свойствами обладает контрольный фазогрупповой параметр, применяемый для отбраковки отдельных отсчетов при наблюдениях за дальними грозowymi очагами /3/. Частоты, на которых производится его измерение, лежат в пределах узкого интервала шириной 2 кГц. Повторяемость значений этого параметра имеет резко выраженный максимум и описывается кривой нормального распределения со средним квадратическим отклонением $\pm 30^\circ$ от нулевого среднего значения

Вполне отвечая своему прямому назначению, контрольный параметр не изменяется при изменении полярности исходного сигнала и поэтому не может быть попутно использован для решения рассматриваемой здесь частной задачи.

Попытка использования „хвостов“ атмосфериков для наблюдений за дальними грозовыми очагами с одновременным определением типа разрядов /10/ ограничилась, очевидно, получением предварительных результатов, не подтвержденных другими данными. Недостатки такой методики вызваны прежде всего влиянием посторонних факторов на измеряемые задержки „хвостов“, формируемых очень низкочастотными компонентами атмосфериков (ниже 1 кГц). Литературные данные о связи полярности „хвостов“ с типом разрядов крайне ограничены и поэтому мало обоснованы.

Изменение очень низкочастотных компонентов атмосфериков в ближней зоне на расстояниях, значительно меньших длины волны, подчиняется специфическим закономерностям, описываемым дипольной моделью источника. По соответствующим модельным расчетам имеются параметры, значения которых изменяются в пределах достаточно ограниченного интервала. Например, разность фаз колебаний с частотами 0,6 и 1,2 кГц на расстояниях до 60 км изменяется в пределах $0-20^\circ$, тогда как изменение полярности исходного импульса вызывает сдвиг на 180° . Ближний фазогрупповой параметр, используемый для оценки удаленности ближних гроз /2/, изменяется в зависимости от расстояния в пределах 180° , так что изменение полярности исходного импульса приводит к перебросу показаний в противоположную половину шкалы. Учитывая это можно было организовать отдельную регистрацию положительных и отрицательных атмосфериков. Такие наблюдения были проведены в Воейкове в 1984 и 1985 гг. с помощью двух регистраторов, предназначенных для подсчета количества положительных и отрицательных атмосфериков.

По данным, полученным летом 1984 г., когда в соответствии с выбранной низкой чувствительностью амплитудного ограничителя дальности атмосферика принимались в радиусе до 25–30 км, число положительных атмосфериков в общем итоге в 2,4 раза превышало число отрицательных атмосфериков. Летом 1985 г. при увеличении дальности приема до 200–250 км отмечено кажущееся снижение этого соотношения до 1,2, объясняемое тем, что в расширенной ближней зоне при рабочей частоте 1,5 кГц не выполняются принятые исходные условия. Преобладание положительных атмосфериков согласуется, в частности, с отмеченным в литературе преобладанием положительных скачков напряженности электрического поля /9/.

Ограничения, встречающиеся при определении полярности атмосфериков перечисленными выше узкополосными методами, в значительной степени снимаются при переходе к широкополосным методам, подходящим для наблюдений в ближней зоне. Регистрируя формы атмосфериков в достаточно широкой полосе нижних частот, можно непосредственно определить их полярность по осциллограммам. Данные, полученные таким способом для расстояний до 200 км при полосе от 0,3 до 50 кГц, приведены в работе /5/. По этим данным, число зарегистрированных положительных атмосфериков в 3,6 раза больше числа отрицательных атмосфериков, но имеется также значительное количество биполярных атмосфериков лидерного типа. Наибо-

лее распространенные счетчики молний (называемые также грозоотметчиками) чувствительны только к положительным импульсам /7/ и должны регистрировать положительные и биполярные атмосферерики лидерного типа. Обратные счетчики зарегистрировали бы в свою очередь отрицательные и биполярные атмосферерики. Обращаясь снова к данным, приведенным в /7/, легко оценить ожидаемое среднее значение отношения показаний этих счетчиков, которое оказывается здесь равным 1,8, т. е. близким к 2.

Применение фильтра верхних частот с полосой от нескольких десятков до сотен кГц, образованного в грозоотметчиках последнего типа /1/ входной цепью, состоящей из короткой антенны, нагруженной на сравнительно небольшое активное сопротивление и резко трансформирующей форму атмосфериков, не препятствует подразделению их по поляриностям. Парные грозоотметчики при одинаковой схеме регистрируют положительные (отрицательные) импульсы в зависимости от прямой (обратной) проводимости установленных транзисторов. Первые опыты с использованием пары грозоотметчиков, обнаруживавших грозы в радиусе до 100 км, были проведены в Воейкове в течение летнего сезона 1986 г. По данным наблюдений, общее количество положительных и биполярных атмосфериков в 1,7 раза больше количества отрицательных и биполярных атмосфериков. В июне — июле 1987 г. эти грозоотметчики использовались в одном из пунктов Архангельской области, где отношение показаний получилось равным 2,3. При увеличении дальности обнаружения гроз до 200 км отношение показаний грозоотметчиков существенно не изменяется, оставаясь в пределах возможных естественных колебаний, связанных с особенностями ближней грозовой обстановки. Например, по данным более чувствительных грозоотметчиков с радиусом 200 км, работавших в Воейкове в августе — сентябре 1987 г., получено отношение 2,6. При достаточном осреднении отношения такого порядка характерны для любых других районов. В частности, среднее значение 2,7 получено по данным наблюдений, проведенных в 1975—1976 гг. в Южной Африке /8/ с помощью разработанных там счетчиков грозовых разрядов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Двухпараметрический грозоотметчик. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 63—71.
2. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Об изменении фазогрупповых параметров атмосфериков в ближней зоне. — Труды ГГО, 1984, вып. 484, с. 24—27.
3. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Альтернативные параметры атмосфериков. — Труды ГГО, 1986, вып. 498, с. 49—55.
4. Мейсон Д. Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 541 с.
5. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиотехнические методы исследования гроз. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 204 с.
6. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ. — М.: Наука, 1972. — 196 с.
7. Anderson R. B. The application of lightning flash counters to the determination of thunderstorm parameters. — CSIR special report ELEK 54, Pretoria, 1974, 32 p.

8. Anderson R. B., van Niekerk H. R., Meal D. V. Eighth progress report on development and testing of lightning flash counters in the Republic of South Africa during 1975/76. — CSIR special report ELEK 101, Pretoria, 1976, 39 p.

9. Ericsson A. J. The measurement of lightning and thunderstorm parameters. — CSIR special report ELEK 51, Pretoria, 1974, 32 p.

10. Sao K., Jindoh H. Real time location of atmospheric by single station techniques and preliminary results. — Journal of atmosph. and terrestr. physics, 1974, v. 36, p. 261—266.

О РЕГИСТРАЦИИ БЛИЖНЕЙ ГРОВОЙ ОБСТАНОВКИ

Грозоотметчики, появившиеся в то время, когда еще не было никаких усилительных устройств, регистрировали грозы в ближней зоне на расстояниях, значительно превышающих дальность обнаружения их бесприборным методом. Поэтому в современных грозоотметчиках также не применяются ненужные в данном случае усилительные устройства. Как правило, грозоотметчики заранее предупреждают о появлении ближних гроз, нередко проходящих стороной. В связи с этим обычно возникает вопрос о том, с какой стороны появились и распространяются грозы. Первые попытки непрерывной регистрации ближних гроз с ориентировочной оценкой направления были сделаны в Павловске в 1937 г. с использованием простейшего пеленгационного устройства (усилителя с вращающейся рамкой) /7/. Для ограничения дальности приема атмосфериков усилитель был настроен на частоту 1500 кГц, на два порядка превышающую рабочие частоты применявшихся тогда узкосекторных регистраторов, которые записывали грозы на расстояниях в несколько тысяч километров. По опыту, эта первая ближняя установка непрерывно регистрировала грозы в радиусе до 300 км /7/. Работы по методике наблюдений за ближней грозовой обстановкой возобновились в конце 50-х годов, когда узкосекторные регистраторы вышли из употребления и были заменены пеленгаторами с электронно-лучевыми индикаторами.

В отличие от проведенной раньше работы, ограничение дальности приема атмосфериков обеспечивалось не перестройкой пеленгатора на более высокую рабочую частоту, а добавлением отдельных ограничителей дальности, в качестве которых использовались грозоотметчики. Для пеленгатора сохранялась обычная рабочая частота около 10 кГц, а грозоотметчики (ограничители) работали на частоте 60 кГц. Позднее в грозоотметчиках перешли к приему атмосфериков в широкой полосе длинноволнового диапазона при подавлении СНЧ-составляющих /15/. С помощью амплитудных ограничителей выделялось несколько градаций удаленности ближних грозových очагов, т. е. производилось некоторое квантование расстояний.

Действующий макет установки для наблюдений за ближними грозами, разработанный и изготовленный в ГГО в 1960 г., явился прототипом для выпускавшихся позднее грозопеленгаторов-дальномеров /16/. Этот макет с электронно-лучевым индикатором использовался для наблюдений за грозами в Ленинградской области, систематически проводившихся в дневное время в 1961—1962 гг. /1, 2/. Однако проведение таких наблюдений было очень трудоемким. При ограниченных штатных возможностях отказ от автоматически регистрирующих устройств резко ограничивал перспективы распространения инструментальных наблюдений за грозовой обстановкой. В 1970-е годы как у нас /3, 4/, так и за рубежом /20—25/ были разработаны различные варианты регистраторов ближней грозовой обстановки. Практически наиболее простые, удобные и надежные устройства получены для регистрации направлений по нескольким секторам, т. е. при квантовании азимутов.

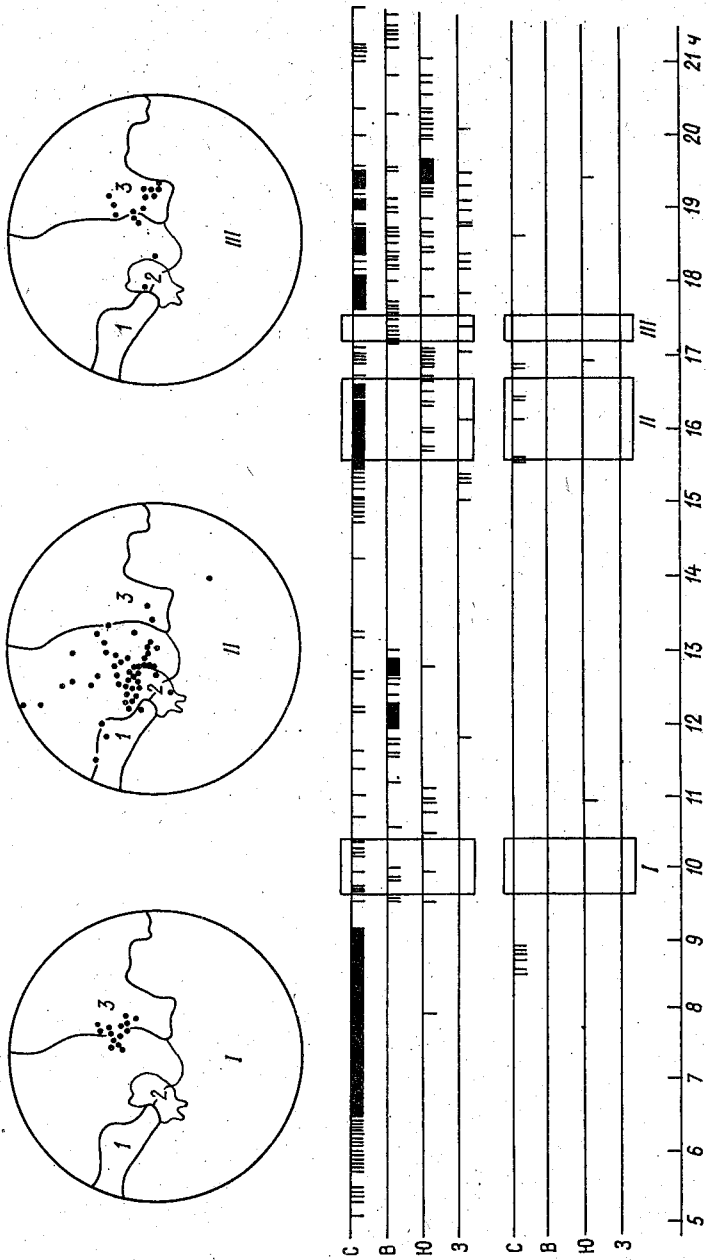
Панорамные регистраторы ближних гроз /3/ работали в Воейкове /6/, Кировограде /10/, Светловодске /10/, Тихвине /18/, а также на исследовательском судне в Атлантическом океане /8/. Образцы записей на лентах амписцев панорамного регистратора приведены в нескольких статьях 3, 10, 13, 14/, и специально подчеркивалась необходимость такой регистрации показаний /9/. Использование полученных данных в оперативной работе ало положительные результаты /11—13/. Последний вариант панорамного регистратора — грозоуказатель /4/ — позволил обнаружить значительное число гроз, пропущенных по штормовым телеграммам метеостанций /19/.

Квантование расстояний и азимутов по достаточно грубым градациям, при котором обеспечивается надежность, простота и удобство эксплуатации аппаратуры, по опыту вполне оправдано. В отдельных случаях это вполне очевидно заранее, например, при авиационном патрулировании лесов пожары, вызываемые в частности грозами, визуально обнаруживаются бортоблюдателем в радиусе 30 км /5/. В порядке опыта при проведении полевых наблюдений к грозоуказателю был придан электронно-лучевой пеленгатор, но от дальнейшей эксплуатации последнего в рабочих условиях отказались.

В общем случае большая детализация данных практически не оправдывается вследствие быстрых изменений ближней грозовой обстановки, отмеченных, например, на лентах грозоуказателя, представленных в работе /19/. Более определенно это видно на рисунке, для построения которого использовались данные наблюдений, проведенных в Воейкове летом 1982 г. Эти данные были получены двумя различными методами. Во-первых, имелась запись на ленте грозоуказателя /4/, который работал непрерывно в течение всего сезона. Во-вторых, проводились отдельные сеансы наблюдений по пеленгатору с электронно-лучевым индикатором и по фазометру, в котором использовался фазогрупповой метод, разработанный для оценки расстояния в ближней зоне /17/. Отсчеты делались прямо по градусным шкалам.

Запись на ленте грозоуказателя (см. рисунок) производится восьмью дорожками, причем прием атмосфера обозначается вертикальным штрихом и соответствующей дорожке. Четыре верхние дорожки относятся к зоне 0 до 70—100 км, четыре нижние дорожки выделяют самую ближнюю зону 0 до 10—15 км. Для учета местных условий с очень неравномерным распределением суши и водных поверхностей сектора север (С), восток (В), юг (Ю) и запад (З) были повернуты на 15° против часовой стрелки. В кружках на рисунке представлены схематические карты района (1 — Финский залив, 2 — Ленинград, 3 — Ладожское озеро) и точками обозначены данные грозах, полученные при проведении трех сеансов наблюдений. Время проведения этих сеансов обозначено рамками I, II, III на записи грозоуказателя.

По записи грозоуказателя в утренние часы 10 августа 1982 г., грозы активно развивались в северном секторе и между 8 и 9 ч приблизились к месту наблюдений. Потом грозовая деятельность резко понизилась, поэтому первый сеанс был проведен при сравнительно низкой активности в северном и восточном секторах (около Ладожского озера). В середине дня на фоне слабой и временами прекращавшейся грозовой деятельности отмечено кратковременное усиление ее в 12—13 ч в восточном секторе. После 15 ч обнаруживается интенсивное развитие гроз в северном секторе и появление



Данные наблюдений за ближней грозовой обстановкой 10 августа 1982 г.

вблизи пункта наблюдений, что отмечается также по данным II сеанса. После него был проведен III сеанс, указавший на прекращение гроз северном секторе при наличии их в восточном секторе (над Ладогой), однако через 10 мин после окончания III сеанса грозы снова зарегистрированы в северном секторе (на Карельском перешейке).

Следовательно, большая разрешающая способность как по азимуту, так по расстоянию, позволяющая уточнить местоположение ближних гроз в данный момент, оказывается практически неэффективной вследствие изменчивости частотных особенностей ближней грозовой обстановки. Достаточно уверенно можно использовать общие сведения о ближней грозовой обстановке, получаемые при грубом квантовании азимутов и расстояний при квантовании (осреднении) данных по времени. Для этого обобщенные данные о принятых атмосферных явлениях должны регистрироваться с непрерывным записыванием записи по времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асташенко А. И. Грозная активность в Ленинградской области в 1962 г. — Труды ГГО, 1964, вып. 157, с. 68—69.
2. Асташенко А. И., Лыдзар П. С., Махоткин Л. Г. Грозная активность в Ленинградской области в 1961 г. — Труды ГГО, 1963, вып. 146, с. 3—9.
3. Иньков Б. К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры в панорамном регистраторе близких гроз. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 3—17.
4. Иньков Б. К. Грозоуказатель. — Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 76—84.
5. Кармазин А. У. Авиация в лесном хозяйстве. — М.: Агропромиздат, 1986. — 3 с.
6. Колоколов В. П., Павлова Г. П., Камышанова В. А. Исследование естественного цикла развития гроз в Ленинградской области. — Труды ГГО, 1980, п. 424, с. 29—39.
7. Леушин Н. И., Меркулова Е. С. Атмосферика на средних волнах в летнее время в Слуцке. — Труды ГГО, 1939, вып. 30, с. 113—128.
8. Легашов И. М. Грозная активность в Карибском и Саргассовом морях весны 1983 г. — Труды ГГО, 1986, вып. 498, с. 80—84.
9. Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Эффективность визуальных и инструментальных наблюдений за грозами. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 29—34.
10. Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Оперативное обнаружение гроз панорамными регистраторами, установленными в двух пунктах. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 47—52.
11. Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Методика использования данных грозоинтензоров при обеспечении авиации. — Третий всесоюзный симпозиум по атмосферной электричеству. Тезисы докладов. Тарту, 1986, с. 190.
12. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Использование панорамного регистратора в оперативной работе. — Метеорология и гидрология, 1976, № 5, с. 113—115.
13. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Примеры использования панорамного регистратора при метеобеспечении авиации. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 18—22.
14. Лещенко Г. П., Тысинюк Н. М. Динамика развития грозовой деятельности в центральных районах Украины. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 23—28.
15. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. О рациональных характеристиках счетов местных грозовых разрядов. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 32—36.
16. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Анализ развития работ по методам пегования ближних грозовых очагов. — Труды ГГО, 1982, вып. 455, с. 45—50.
17. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Об изменении фазогрупповых параметров атмосфериков в ближней зоне. — Труды ГГО, 1984, вып. 484, с. 24—27.
18. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К., Синегубов В. И. Сопоставление данных панорамных регистраторов близких гроз при частично перекрывающихся рабо-

чих зонах. — Труды ГГО, 1981, вып. 442, с. 53—57.

19. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К., Синегубов В. И. Анализ результатов регистрации ближних гроз. — Труды ГГО, 1984, вып. 484, с. 3—8.

20. Frisius J., Pelz J., Tauchnitz H. Modellrechnungen zur elektromagnetischen Strahlung von Gewittern im ELF und VLF-Bereich. — Kleinheubacher Berichte, 1981, Bd. 23, S. 145—154.

21. Frisius J., Mädlow M., Pelz J. Modellrechnungen zur physikalischen Interpretation der Atmospheric-Beobachtungen mit dem Short-Range Lightning Activity Count and Direction Finder (SRLCDF) zum Zweck der Gewitterortung. — Meteorologische Abhandlungen Inst. für Meteor. Freien Univ. Berlin, 1984, Neue Folge, Ser. A, Bd. 1, N 4, 94 S.

22. Heydt G. Beobachtung der Gewitteraktivität im Bereich geringer Entfernung durch Verfahren der VLF-Radiometeorologie. — Kleinheubacher Berichte (Fernmeldetechnisches Zentralamt, Darmstadt), 1974, Bd. 17, S. 433—441.

23. Heydt G. Weiterentwicklung von Registrierverfahren für unterschiedliche Entfernungsberichte. — Kleinheubacher Berichte, 1976, Bd. 19, S. 681—690.

24. Heydt G. Instrumentation. — In: Handbook of atmospheric, ed. Volland H., C. F. Press, Boca Raton, Florida, 1982, chapter 8.

25. Takeuti T., Nakata H. Registriergerät für Gewitter im Umkreis von 200 km. Meteorol. Rundschau, 1972, Bd. 25, N 7, S. 23—25.

ПРЕДЕЛЫ УПРОЩЕНИЯ МЕТОДИКИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА БЛИЖНЕЙ ГРОЗОВОЙ ОБСТАНОВКОЙ

В подавляющем большинстве пунктов, расположенных на территории СССР, среднее годовое число дней с грозой меньше 30, а суммарная годовая продолжительность гроз в среднем меньше 60 ч /5, 11/. По этим оценкам, даже после увеличения их в несколько раз в результате подсчета гроз не только в самом пункте, но и в окружающей его зоне /6/, общая продолжительность грозоактивных периодов лишь в какой-то степени сравнима с продолжительностью неактивных периодов в течение теплого полугодия. В связи с этим приборы, предназначенные для автоматической регистрации характеристик ближней грозовой обстановки, преимущественно находятся в состоянии ожидания. Эти приборы активно работают лишь в течение сравнительно ограниченного времени. Степень детализации ближней грозовой обстановки ограничивается тем, что мелкомасштабные детали пространственного распределения гроз оказываются обычно настолько кратковременными, что становится проблематичной возможность учета их в текущей работе. Для различных служб период оперативного использования данных о местной грозовой обстановке ограничивается временем действия штормовых предупреждений, после чего эти данные представляют интерес только для режимных климатологических обобщений, стирающих частные детали. Такое ограничение не характерно для основных метеорологических характеристик (температуры и осадков) вследствие важности результатов текущего подсчета их сумм, практически используемых в сельском хозяйстве и в других областях.

С учетом всех этих ограничений практически достаточные данные о местной грозовой обстановке могут быть получены в многочисленных низовых подразделениях метеослужбы с помощью простых приборов и, конечно, не „любой ценой“. Чтобы проиллюстрировать, к чему ведут неоправданные усложнения, не нужно было долго искать пример — он встретился сразу. Постройка цеха по производству сверхчистого железного порошка на одном из металлургических комбинатов обернулась многомиллионным убытком, так как этот порошок оказался в 10 раз более дорогим, чем обычный, и его никто не хотел покупать /12/. В масштабе рассматриваемого здесь вопроса возможные потери не так велики и могут быть заранее исключены. На практике достаточно в низовых подразделениях регистрировать ближнюю грозовую обстановку в радиусе до 100—200 км по двум грациям удаленности и четырем основным секторам (С, В, Ю, З).

Решение этой задачи распадается на две части, предусматривающие, во-первых, выделение ближних атмосфериков и, во-вторых, распределение их по секторам. Первая часть решается предельно просто амплитудным методом с помощью устройств типа грозоотметчиков, принимающих атмосферички на короткую штыревую антенну в широкой полосе ДВ-диапазона при подавлении СДВ-составляющих и не требующих усиления пусковых сигналов /8/. При решении второй части этой задачи нельзя обойтись без использова-

ния менее эффективных рамочных антенн и комбинирования трех независимо принимаемых составляющих каждого атмосферика. Практически удобнее комбинировать узкополосные составляющие атмосфериков с выбором рабочей частоты в СДВ-диапазоне. Сочетание низкой эффективности антенн, узкой полосы и потерь при формировании пусковых сигналов приводит к необходимости достаточно большого усиления атмосфериков с помощью двух или трех настроенных усилителей /4/. В каждом комплекте должна быть обеспечена хорошая согласованность частотных и фазовых характеристик усилителей при отсутствии паразитных связей между ними. Совместная обработка трех сигналов проще всего осуществляется с помощью электронно-лучевой трубки, но такой вариант не приспособлен для автоматической регистрации показаний с непрерывным разворачиванием их по времени.

В панорамном регистраторе /2/ при использовании двух усилителей и селекционированной линии задержки вырабатываются пусковые импульсы, формируемые после выделения нулевых переходов. Для выделения нулевых переходов используется паразитный эффект полупроводниковых диодов. Принятый атмосферик вызывает появление пускового импульса в той цепи 8-канального пишущего устройства, которая соответствует направлению его прихода.

Грозоуказатель /3/ автоматически регистрирует распределение атмосфериков по четырем основным секторам (С, В, Ю, З) без применения линии задержки и без выделения нулевых переходов, определяя направление прихода атмосфериков с помощью синхронных детекторов по комбинации полярностей сравниваемых сигналов. Однако принципиальное преимущество такой простой методики не проявляется в достаточной степени из-за необходимости использования не двух, а трех усилителей. Ограниченные возможности упрощения рассматриваемых устройств встречаются, вероятно, только при выборе промежуточного варианта с использованием двух усилителей и формированием сравниваемых сигналов путем однократного и двукратного дифференцирования однополупериодно выпрямленных колебаний /7/.

В заключение следует остановиться на более частном вопросе о специализированных установках, которые могут применяться, например, в исследовательской работе для получения детальных данных о развитии грозовой деятельности в ближней зоне. В последнем случае вопрос о простоте методики наблюдений стоит не так остро, но все же не снимается, так как с ней связана обычно и надежность соответствующих устройств. Для получения детальных данных о местоположении ближних гроз приходится обращаться к методам определения удаленности источников атмосфериков (гроз), основанным на использовании особенностей распространения радиоволн вблизи источника, т. е. на расстояниях, значительно меньших длины волны λ . Эти особенности проявляются в изменении ряда параметров ближних атмосфериков. В зависимости от сделанного выбора получаются различные варианты такой методики.

Ограничимся здесь краткими характеристиками более простых узкополосных вариантов, приведенными в таблице. Данные таблицы вычислены по формулам из работы /10/. В этой таблице приняты следующие обозначения параметров: $E_1 = \varphi_0 - \varphi(f)$, $E_2 = \varphi(2f) - 2\varphi(f)$, $E_3 = \varphi(3f) - 3\varphi(f)$, $E_H = \varphi(H) - \varphi(E)$, E_H^* — отношение амплитуд магнитной и электрической

Зависимость параметров атмосфериков от расстояния,
выраженного в единицах длины волны

| R/λ | E_1 | E_2 | E_3 | E_H | E_H^* |
|-------------|---------|-------|-------|-------|---------|
| | градусы | | | | |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 90 | 0 |
| 0,05 | 19 | (10) | (27) | 88 | 0,35 |
| 0,10 | 45 | (22) | (6) | 76 | 0,84 |
| 0,15 | 81 | -21 | -90 | 50 | (1,35) |
| 0,20 | 115 | -75 | -180 | 27 | (1,45) |
| 0,25 | 133 | -102 | -228 | 14 | (1,35) |
| 0,30 | 144 | -118 | -260 | 8 | (1,27) |
| 0,35 | 150 | -132 | -280 | 5 | (1,20) |
| 0,40 | 155 | -141 | -292 | 4 | (1,16) |
| 0,45 | 158 | -147 | -300 | 3 | (1,12) |
| 0,50 | 160 | -150 | -307 | 2 | (1,10) |
| 0,55 | 162 | -153 | -312 | 2 | (1,08) |
| 0,60 | 165 | -155 | -317 | 1 | (1,07) |

составляющих атмосферика на частоте $f(\varphi_0$ — фаза опорного сигнала с частотой f ; $\varphi(f)$, $\varphi(2f)$ и $\varphi(3f)$ — фазы гармоник атмосферика на частотах, равных соответственно f , $2f$ и $3f$). В качестве общего аргумента принята относительная безразмерная величина R/λ , где R — расстояние до источника, $\lambda = c/f$ — длина волны. Числа в скобках указывают на то, что данное значение встречается также при другом значении R/λ , т. е. относится к области неоднозначности. Ниже выделенных цифр данный параметр сравнительно мало изменяется в зависимости от расстояния.

По данным, приведенным в таблице, можно подсчитать примерные значения частот f , которые нужно выбирать для охвата зоны с данным радиусом R . Например, при $R = 100$ км параметр E_1 нужно измерять на частоте $f \approx 0,9$ кГц, параметр E_3 — на $f \approx 1,3$ кГц, а параметр E_H^* — на $f \approx 0,3$ кГц. Прием атмосфериков с расстояний до 100 км на таких низких частотах, как 300 Гц, крайне затруднителен из-за очень высокого уровня технических помех. При сопоставлении возможностей использования различных параметров нужно учитывать, конечно, ряд других факторов, включая естественный разброс значений каждого параметра, но это приведет только к снижению сделанных оценок.

В работе /1/ был предложен оригинальный способ уточнения амплитудного метода при наличии вспомогательного параметра, не зависящего от расстояния и характеризующего исходную амплитуду атмосферика. Наконец, следует заметить, что вариант E_1 , при котором устройства типа грозоотметчиков используются для получения опорного сигнала /9/, фактически приводит к объединению простейшего амплитудного метода, указывающего грубую дорожку, с уточняющим его фазовым методом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинин Е. А., Выхребцов И. Г., Добряк Д. С. Исследование возможности повышения точности амплитудного грозодалномера с помощью временного фактора. — Препринт ИРЭ АН СССР, № 5 (464), М., 1987. — 14 с.
2. Иньков Б. К. Объединение особенностей традиционной аппаратуры в панорамном регистраторе близких гроз. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 3—17.
3. Иньков Б. К. Грозоуказатель. — Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 76—84.
4. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Опыт применения пеленгатора Ерухимовича для наблюдений за атмосфериками. — Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 40—47.
5. Лебедев А. Н., Носова А. М. Продолжительность гроз на территории СССР. — Труды ГГО, 1980, вып. 441, с. 127—137.
6. Лещенко Г. П., Махоткин Л. Г. Изменение числа дней с грозой в зависимости от площади охватываемого района. — Труды ГГО, 1980, вып. 401, с. 17—22.
7. Лукес Ю. Х. Системы на полупроводниковых диодах. — М.: Энергия, 1972. — 336 с.
8. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. О рациональных характеристиках счетчиков местных грозовых разрядов. — Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 32—36.
9. Махоткин Л. Г., Иньков Б. К. Об изменении фазогрупповых параметров атмосфериков в ближней зоне. — Труды ГГО, 1984, вып. 484, с. 24—27.
10. Махоткин Л. Г., Лещенко Г. П., Иньков Б. К. Изменение разности фаз атмосфериков вблизи источника. — Труды ГГО, 1980, вып. 424, с. 57—61.
11. Пеньков А. П. Климатические характеристики гроз на территории СССР. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1976, вып. 34, с. 24—33.
12. Пырь В. Особо тонкая „технология“. — Социалистическая индустрия, 1988, 19 августа.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Л. Г. Махоткин. Многолетний ход величин атмосферного электричества о наблюдениям ГГО | 3 |
| Л. Г. Махоткин. Анализ суточного хода градиента потенциала электри- ческого поля на ст. Первик | 8 |
| А. И. Петров, Г. Г. Петрова. Результаты измерений электропровод- ости в электродном слое атмосферы | 12 |
| Л. Г. Махоткин. О соотношении плотности объемного заряда с другими пектрическими характеристиками приземного слоя атмосферы | 18 |
| Ю. Б. Янушанец. Корреляционно-гармонический анализ полярных лектропроводностей воздуха по данным наблюдений в Вовйкове за 1985 г. | 21 |
| Г. С. Исеев, А. И. Гаус, Л. Г. Соколенко. Некоторые результаты равнения измерителей электрической проводимости воздуха | 28 |
| Л. Г. Соколенко, Я. М. Шварц. Датчик электрической проводимости оздуха | 33 |
| В. Н. Морозов. К расчету временных изменений электрических характе- ристик атмосферы | 36 |
| А. И. Петров, Г. Г. Петрова, И. Н. Панчишкина. Влияние индус- триального загрязнения воздушного бассейна на электропроводность атмосфе- ры в Ростове-на-Дону | 41 |
| К. Ш. Хайруллин, Б. А. Яковлев. Влияние урбанизации на грозы и рад | 44 |
| Ю. П. Михайловский, Л. В. Кашлева. Условия начала организо- анной электризации конвективных облаков по данным самолетных исследо- аний | 51 |
| Я. В. Селвьян. К вопросу об измерении плотности объемного заряда облаках | 59 |
| К. С. Жупахин. К теории электростатического флюксметра с синхрон- ым детектором | 65 |
| Л. Г. Махоткин. Распределение амплитуд атмосфериков | 74 |
| Л. Г. Махоткин. О поперечных резонансах полости Земля — ионосфера Л. Г. Махоткин. Преобладающие направления прихода атмосфериков в ериоды отсутствия местной грозовой деятельности | 79 |
| Л. Г. Махоткин. Оценка вероятности приема атмосфериков из изолиро- анного грозового очага | 82 |
| Л. Г. Махоткин. Оценка вероятности приема атмосфериков из изолиро- анного грозового очага | 86 |
| Б. М. Воробьев, И. Л. Чешева, В. П. Анищенко. Некоторые ста- истические характеристики интенсивности грозовой деятельности в районе Ленинграда | 88 |
| Е. В. Богданов. Статистические характеристики изменений напряжен- ости электрического поля при разрядах молний | 94 |
| Г. П. Лещенко, Л. Г. Махоткин. Соотношение различных методов наблюдений за грозами в ближней зоне | 97 |
| Т. В. Лобдин, В. А. Раков, В. А. Запругаев. Результаты сравне- ия характеристик счетчиков молний в Томской области | 103 |
| Л. Г. Махоткин, Г. Ф. Павлюченков. Распределение атмосфериков о полярностям | 106 |
| Л. Г. Махоткин. О регистрации ближней грозовой обстановки | 110 |
| Л. Г. Махоткин. Пределы упрощения методики инструментальных на- блюдений за ближней грозовой обстановкой | 115 |

Сборник научных трудов

Труды ГГО

вып. 527

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Редактор Л. И. Штанникова

*Технический редактор Е. Я. Заводько. Корректор Л. . Хромова
Н/К*

Набрано в издательстве на композере.

Подписано в печать 27.08.90. Формат 60 x 90/16. Бум. тип. № 2. Печать офсетн.

Печ. л. 8. Уч.-изд. л. 8,66. Кр. отт. 8,25. Тираж 530 экз. Индекс МОЛ-11. Заказ № 105

Цена 60 коп.

Гидрометеиздат, 199226, Ленинград, В. О., ул. Беринга, д. 38.

ФООП ВНИИГМИ-МЦД, 249020, Обнинск, ул. Королева, д. 6.