ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ имени А. И. ВОЕЙКОВА

> ТРУДЫ выпуск 177

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Под редакцией Л. Г. МАХОТКИНА и Я. М. ШВАРЦА

14041



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1965

БИБ ПОТЕГ. Л ни г адс ого Гидрометерролог ческого И ститу а

АННОТАЦИЯ

Значительная часть сборника посвящена изучению атмосфериков с целью характеристики активности и распределения гроз. Приводятся данные о форме атмосфериков, о распределении числа разрядов, описывается методика обработки наблюдений. Остальные статьи связаны с решением ряда общих вопросов теории атмосферного электричества — исследованием электрических характеристик приземного слоя атмосферы, процессов электризации отдельных частиц, причин унитарной вариации напряженности электрического поля. Сборник предназначен для специалистов по атмосферному электричеству, а также для работников дру-

Сборник предназначен для специалистов по атмосферному электричеству, а также для работников других областей, интересующихся вопросами оценки грозовой активности.

Л. Г. МАХОТКИН, А. И. АСТАШЕНКО

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДОВ ПЕЛЕНГОВАНИЯ ГРОЗОВЫХ ОЧАГОВ И ИХ ТЕХНИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

Излагается содержание доклада, сделанного на совещании по атмосферикам в Потсдаме (ГДР) в начале 1963 г. Обращается внимание на необходимость пересмотра традиционных методов наблюдений.

В 1895 г. А. С. Попов обнаружил существование атмосферных радиопомех и доказал, что они вызываются в основном грозовыми разрядами. С тех пор начал развиваться новый метод изучения грозовой активности, связанный с использованием радиоприемных устройств. В течение первых десятилетий ХХ в., до начала 20-х годов, работа ограничивалась регистрацией числа местных грозовых разрядов с помощью грозоотметчиков Попова, которые применялись как в Европе, так и далеко за) ее пределами (например, в Южно-Африканском Союзе). Следующий этап характеризуется разработкой аппаратуры, предназначенной для определения азимутов прихода атмосфериков (катодный пеленгатор Ватсон — Ватта, 1922 г.; узкосекторный пеленгатор Бюро, 1925 г.). Используя несколько радиопеленгаторов, установленных в разных пунктах, можно с помощью триангуляции определить географическое расположение источников атмосфериков. Данные, полученные в различных частях земного шара, прежде всего сопоставлялись с погодными условиями; при этом не удалось избежать неопределенных и даже ошибочных выводов. Например, Бюро, основываясь на результатах наблюдений, проведенных с помощью средневолновых пеленгаторов, отрицал сначала связь источников атмосфериков с молниями (1927 г.), но вскоре признал свою ошибку (1930 г.). Во время дискуссии, проведенной в Английском метеорологическом обществе в 1936 г., было снова подтверждено, что атмосферики генерируются разрядами молний. Одновременно значительное внимание было обращено на связь источников атмосфериков с синоптической обстановкой (фронтами, циклонами и т. д.) [3]. Последний вопрос, по существу, относится уже к области практического использования данных об атмосфериках для характеристики синоптической обстановки в тех районах, где отсутствуют метеоданные. Следует заметить, что таблицы повторяемости источников атмосфериков при различных барических и фронтальных образованиях имеют очень ограниченное значение. Более важно выделить отдельные типовые положения, характеризующиеся развитием грозовой активности в той или другой части рассматриваемого района.

Недавно в связи с анализом предварительных результатов испытания новой аппаратуры был снова поднят вопрос об однозначном соответст-

1*

вии каждого источника атмосфериков определенному грозовому очагу; имеется краткое сообщение о том, что в ряде случаев источники атмосфериков располагались в областях, где не было радарных отражений и отметок о развитии конвективной активности [4]. Не выяснены не только причины появления, но и взаимная связь этих источников, часто образующих на карте последовательность точек, имеющую вид организованной линии. Так как подробные данные об испытаниях аппаратуры, разработанной в США, не были опубликованы, необходимо очень осторожно подходить к оценке этого сообщения. Многолетний опыт учит, что попытки ревизии основного положения, высказанного еще А. С. Поповым, до сих пор всегда оканчивались неудачей.

В настоящее время эфир заполнен радиосигналами как естественного, так и искусственного происхождения. При изучении грозовой деятельности атмосферные радиопомехи играют роль полезных сигналов, а излучение различных радиопередатчиков создает мешающий фон. Благодаря тому что молнии генерируют электромагнитные импульсы, обладающие широким частотным спектром, всегда имеется возможность выбрать диапазон, свободный от искусственных излучений. По опыту работы известно, что для решения поставленной задачи наиболее подходит диапазон сверхнизких частот, порядка 5—10 кгц [5]. Технические номехи, создаваемые некоторыми установками (например, электросварочными аппаратами) распространяются на очень небольшие расстояния, поэтому влияние их может быть исключено размещением пунктов вдали от промышленных предприятий, линий электропередач и т. д.

Методы локализации грозовых очагов по данным синхронных наблюдений в нескольких пунктах основаны на элементарных физических соображениях, приводящих к простой геометрической интерпретации полученных результатов. Возможность такой интерпретации связана с тем фактом, что атмосферики распространяются во все стороны с одинаковой скоростью, поэтому нормаль к фронту волны указывает направление на источник, а разность времени прихода импульсов в данные пункты соответствует разности в расстояниях до источника. С физической точки зрения оба метода (угломерный и гиперболический) в общем равноценны; имеется также аппаратура как для измерения азимутов, так и для измерения малых промежутков времени. Поэтому для радионавигации практически используются оба метода. Специфические особенности атмосфериков (нерегулярность их появления, изменчивость формы сигнала, необходимость использования единичных импульсов) создают определенные технические трудности при локализации грозовых очагов, зависящие от выбранного метода. Точность определения азимутов прихода атмосфериков с помощью обычных радиопеленгаторов с рамочными антеннами практически не превыщает ±1°, поэтому естественно пользоваться шкалой, имеющей на полуокружности 90 делений. Обычно расстояния между пунктами сети составляют 500-700 км, следовательно, вся шкала при использовании гиперболического метода равна примерно 5 мсек. Чтобы по аналогии производить отсчет с точностью до ¹/96 части шкалы, нужно уменьшить ошибки при измерении интервалов времени между сигналами до сотых долей миллисекунды. В качестве примера можно указать, что прием сигналов точного времени производится в службах времени с точностью порядка 1 мсек. [1]. Значительные трудности при измерении промежутков времени между сигнадами (подаваемыми в момент прихода атмосфериков) появляются в результате искажения формы этих сигналов как при распространении радиоволн, так и в приемных устройствах. Для улучшения условий/ приема сигналов следует по возможности увеличивать отношение

сигнал/шум, что достигается путем уменьшения ширины полосы приемника; это в свою очередь приводит к искажению формы сигналов.

Искомые интервалы времени могут быть измерены с очень большой точностью при ретрансляции формы атмосфериков на центральный пункт, однако для этого требуется весьма громоздкая и сложная аппаратура, которая используется сейчас только для исследовательских целей [6].

Проще всего более или менее удовлетворительная точность достигается в настоящее время при использовании угломерного метода, когда наблюдения производятся с помощью визуальных радиопеленгаторов. Поэтому в ряде стран действуют сети пунктов пеленгования атмосфериков. Обычно они организовывались с целью получения более полной информации о грозах, но часто ставилась также задача повышения оперативности данных. Решить одновременно обе задачи нелегко, так как для получения более полной информации требуется затратить больше времени на наблюдения и обработку данных.

Прямое решение всех основных задач, связанное с полной автоматизацией наблюдений и обработки, вполне допустимо с физической точки зрения, но практически требует очень больших затрат средств и времени на разработку целой системы новых блоков, несравненно более сложных, чем сами пеленгаторы. По имеющимся сведениям, такая система еще не вышла из стадии испытаний и практически нигде не используется [7]. С технической стороны наиболее выгодны методы, позволяющие находить расположение грозовых очагов по наблюдениям в одном пункте. Однако, несмотря на большое внимание, уделявшееся разработке таких методов, до последнего времени не удавалось получить вполне удовлетворительных результатов. Так как направление на источник атмосфериков легко определяется с помощью радиопеленгатора, задача сводится к оценке расстояния до грозового очага. Для определения расстояния можно использовать только какие-нибудь особенности распространения радиоволн, например убывание амплитуд с удалением от источника. С этой целью австралийские исследователи еще 30 лет назад пользовались составленной ими картой распределения средней напряженности поля атмосфериков [3]. Источники отдельных погрешностей подобных чисто эмпирических методов часто трудно заметны. В частности, определенное значение имеет выбор средней; статистические оценки показывают, что в данном случае предпочтительнее пользоваться не средними арифметическими, а средними геометрическими величинами. Общий статистический анализ приводит к выводу, что, пользуясь наиболее подходящим вариантом амплитудного метода, можно оценить, логарифм расстояния до ближайшего источника. Подобная оценка оказывается слишком грубой для средних и больших расстояний. Другие методы, точность которых принципиально не ограничивается, фактически все же не дают возможности уверенно определить расстояние до каждого зарегистрированного источника по наблюдениям в одной точке. В основе метода определения расстояния по интервалам времени между последовательными отраженными импульсами лежит очень простая физическая схема, но в ряде случаев, как показывает опыт работы в Потсдаме [8], не удается однозначно интерпретировать полученные результаты [9]. Это связано с конечной шириной исходного импульса, затрудняющей точное измерение интервалов между отраженными импульсами и определение их действительных порядковых номеров. Дополнительные. затруднения вызываются периодическим изменением поглощения радиоволн и техническими особенностями метода (необходимостью обработки фотозаписей); в случае сильного поглощения в ионосфере не удается

5.

зарегистрировать достаточное число отраженных импульсов. Интересно, что интервалы между последовательными отраженными импульсами совпадают по длительности с квазипериодами, вычисленными на основании волноводной теории распространения радиоволн. Различные методы, применяемые при обработке атмосфериков «импульсной» и «плавной» формы, теоретически почти эквивалентны, но на практике волноводный метод оказывается более общим и надежным [10].

Был предложен также ряд других методов для оценки расстояния до грозовых очагов по наблюдениям в одном пункте [11], но практически они оказались малопригодными и распространения не получили. Заканчивая краткий обзор различных методов, необходимо остановиться еще на одном комбинированном варианте, при использовании которого требуется наличие нескольких пунктов, но данные могут быть обработаны по наблюдениям одного пункта. Действительно, если известны азимут и промежуток времени между моментами прихода атмосферика в дан-. ные пункты, для определения местоположения источника достаточно найти точку пересечения соответствующей прямой и гиперболы. Во время своего сеанса каждый вспомогательный пункт дает только командные сигналы, указывающие моменты прихода атмосфериков [1]. Угломерногиперболический метод обладает очень ценными особенностями (простотой, оперативностью) и является поэтому весьма перспективным, хотя для внедрения его в практику требуется преодолеть определенные технические трудности (как было отмечено выше, искомые промежутки времени измеряются пока со слишком большими погрешностями).

Общепринятый сейчас угломерный метод, при котором используются наблюдения сети пунктов, вполне пригоден для решения отдельных важных вопросов, но не всей проблемы в целом. Как всегда, успех будет зависеть от выбора подходящей задачи с учетом возможностей данного метода. Известные ограничения могут принести только пользу, так как полнота информации может компенсировать снижение оперативности, если специальные задачи службы штормовых предупреждений решать другими методами. Необходимость выделения отдельных конкретных задач и разработки ряда специальных методов диктуется, в частности, очень жесткими требованиями в отношении оперативности в связи с уже достигнутой быстротой передачи обычных сводок по телеграфу. Еще 50 лет назад в районах, где была развита телеграфная связь, от момента наблюдения до составления карты и передачи потребителю предупреждения о грозах проходило менее одного часа [2].

Работая с большими базами (когда расстояния между пунктами велики), можно характеризовать грозовую обстановку в тех районах, откуда метеосводки не поступают или где они очень скудны. Следует заметить, что дополнительная информация полезна даже при наличии сравнительно развитой метеосети, так как иногда расстояния между станциями доходят до 100 км и более. Сеть пунктов регистрации атмосфериков будет выполнять свое назначение только при четко налаженной работе и постоянном развитии методики наблюдений. Основные технические вопросы, связанные с работой сети, удобно рассмотреть по отдельным разделам.

1. Организация наблюдений

Каждая самостоятельная сеть должна состоять не менее чем из трех пунктов. Резко увеличивать количество пунктов (свыше шести) нецелесообразно, так как повышение качества данных незначительное, а обработка наблюдений сильно затрудняется. Пункты снабжаются длинноволновыми визуальными радиопеленгаторами и первоклассными коротковолновыми радиоприемниками. Подходящими характеристиками обладают двухканальные пеленгаторы с рамочными антеннами, достаточно простые и надежные в работе (приемники выполняются обычно по схеме прямого усиления). Двузначность пеленгов исключается при обработке наблюдений. Высокие требования должны предъявляться к коротковолновым радиоприемникам, предназначенным для обеспечения синхронности отсчетов. Для передачи командных сигналов требуется выделить радиопередатчик мощностью несколько киловатт.

Пункты располагаются в местах, удаленных от источников промышленных радиопомех, но имеющих прямую телеграфную связь с центром, где производится обработка наблюдений. Выбранное место можно считать вполне подходящим только при отсутствии радиодевиации, однако до сих пор не установлено, по каким признакам можно судить об этом (не считая совершенно идеальных условий, не встречающихся на практике); отдельные рекомендации мало обоснованы и даже противоречивы.

2. /Получение исходных данных

Очень часто число атмосфериков, приходящих в единицу времени, настолько велико, что все пеленги невозможно отсчитать. Поэтому пеленгаторы снабжаются специальным устройством, позволяющим уменьшать число вспышек, наблюдаемых на экране электронно-лучевой трубки (блок подсветки). В момент прихода атмосферика блок подсветки выдает прямоугольный импульс, подсвечивающий трубку. После этого начинается период восстановления схемы, в течение которого вспышки на экране отсутствуют. Регулируя время восстановления схемы, можно изменять промежутки между последовательными вспышками на трубке. Дополнительная выборка (по амплитуде) производится путем изменения порога срабатывания блока подсветки.

Такой способ выборки части атмосфериков обладает существенными недостатками из-за несинхронности рабочих периодов на разных пунктах и отсутствия в схеме каких-либо фазирующих элементов. Благодаря этому рабочий режим пеленгатора подбирается практически путем регулировки перед сеансом главным образом общего усиления приемников. Фактически амплитудная селекция приводит к неоднородному освещению окружающей территории и, следовательно, нарушению основного условия о полноте данных. Наглядно это проявляется в виде ложного максимума грозовой активности около командного пункта при суммарной обработке результатов наблюдений за более или менее длительный период.

Для улучшения синхронизации целесообразно включать подсветку на короткие промежутки времени, равноотстоящие друг от друга (например, на 0,1 сек. в течение каждой секунды). Рабочие промежутки можно синхронизировать подобно тому, как это делается в буквопечатающих телеграфных аппаратах. На командном пункте выгодно использовать однократную подсветку, при которой следующая вспышка (сопровождающаяся командным сигналом) не может появиться до тех пор, пока оператор не возвратит схему в исходное положение. Отработка неселективной выборочной схемы и, возможно, более жесткой синхронизации является первоочередной задачей, решение которой должно повысить качество наблюдений, следствием чего будет ускорение и упрощение обработки данных. Желательно проверять синхронность отсчитываемых пеленгов с помощью специальной схемы, так как при малых промежутках времени между звуковым командным сигналом и вспышкой на экране пеленгатора могут появиться ложные совпадения, которые наблюдатель не может отличить от истинных.

Случайные ошибки, допущенные на одном-двух пунктах, могут по-

ставить под сомнение показания остальных пунктов и привести к отбраковке заметной части полученных данных. Стремясь к исключению различных ошибок, нельзя забывать о реальном соотношении различных факторов. Поэтому применение более грубой шкалы с цифровым отсчетом (цена деления 2°) в конечном итоге не снижает, а повышает реальную точность данных.

3. Передача данных

Исходные данные передаются в центр обработки с соблюдением порядка отсчетов, причем в одном стандартном пятизначном слове содержится два пеленга (каждый пеленг обозначается двумя цифрами, так как шкалы пеленгаторов имеют 90 делений, пятая цифра указывает порядковый номер группы). Такой код является достаточно сжатым, что способствует быстрому прохождению телеграмм и сокращению расходов на связь.

4. Обработка данных

Для определения координат отдельных источников атмосфериков используется специальный планшет, на котором с помощью ниток прокладываются соответствующие пеленги. Если число пунктов не превышает трех, обработка данных не требует большой затраты времени. В настоящее время каждая сеть состоит обычно из четырех-шести пунктов; чтобы обработка не слишком задерживала передачу информации о расположении грозовых очагов, часто искусственно ограничивают объем наблюдений, давая заведомо неполноценное решение поставленной задачи в отношении объема данных. Основой для планшета служит географическая сетка, построенная с таким расчетом, чтобы дуги большого круга изображались прямыми линиями. Этому условию удовлетворяет только гномоническая проекция, однако практически в качестве основы используются также бланковые синоптические карты, что приводит к заметным ошибкам только на больших расстояниях от пунктов. Планшет по существу выполняет роль номограммы, поэтому косая гномоническая проекция в данном случае не имеет каких-нибудь преимуществ и выгоднее пользоваться более простыми сетками (продольной или поперечной гномонической проекцией в зависимости от размеров заданной области). Несколько загружают планшет лимбы, необходимые для прокладывания пеленгов; чтобы избежать этого, все угловые деления выносятся иногда на рамку. Отдельные конструктивные изменения планшета (например, замена части лимбов цифровыми обозначениями в градусных клетках) могут несколько ускорить обработку данных, но более реальную выгоду даст улучшение качества наблюдений за счет строгой синхронизации наблюдений при минимальном числе пунктов.

Важной дополнительной задачей центра обработки является сравнение получаемых результатов с доступными метеорологическими данными и составление в случае надобности таблиц поправок на девиацию для отдельных пунктов.

5. Передача информации

Для передачи данных требуется специальный код, предусматривающий возможно более четкую характеристику грозовых очагов, имеющих часто значительные размеры (поэтому нецелесообразно ограничиваться указанием координат их центров).

6. Выводы

Результаты анализа современного состояния вопроса об использовании наблюдений за атмосфериками для характеристики грозовой

деятельности на большой территории заставляют сделать вывод, что дальнейшее развитие радиотехнических методов обнаружения грозовых очагов связано в первую очередь с решением ряда технических задач, которым пришлось уделить наибольшее внимание.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Иньков Б. К. Исследование методов регистрации атмосфериков, применяемых для оценки грозовой деятельности. Труды ГГО, вып. 136, 1962.
- Содина Гразован Доланти Груди (19, 2016).
 Голицын Б. Б. Отчет о командировке. Изв. АН, сер. 6, т. 7, 1913.
 Discussion on thynderstorm researches. Quart. J. Roy. met. soc., vol. 62, 499—527, 1936.
 Dickson E. B. Preliminary results of the new automatic sferics locating set AN/FMS-3, operations in 1959. Bull. Amer. met. soc., vol. 41, No 4, 207, 1960.
- K a shprovsky W. E. Determination of storm phenomen location by radioelectrical methods in meteorology and geophysics. Beitr. zur Phys. Atmosph., Bd 34, N 1/2, 127-150, 1961.
- Lewis E. A., Harwey R. B., Rasmussen J. E. Hyperbolic direction finding with sferics of Transatlantic origin. J. Geophys. res., vol. 65, No 7, 1879—1905, 1960.
 New weather warning system under test. Weatherwise, vol. 13, No 2, 63, 1960.
 Skeib G., Kaiser H., Popp C. Die Peilung atmosphärischer Storungen durch Synchronaufnahme von Richtung und Wellenform. Akademie-Verlag, Berlin, 1958.
 Schmind en B. Gennhichte Methoden gur Entformungsberläumgung von Atmosphere.
- S c h m i n d e r R. Graphische Methoden zur Entfernungsbestimmung von Atmosphe-rics aus ihrer Wellenform. Geofisica Pura e Applicata, vol. 47, 1960.
- Hepburn P. Analysis of smooth type atmospheric waveforms. J. atmosph. and terrestr. physics, vol. 19, No 1, 1960.
 Pierce E. T. Some techniques for locating thunderstorm from a single observing
- station. Vistas in Astronomy, vol. 2, 850-855, Pergamon Press, London-New York, 1956.

В. П. КОЛОКОЛОВ

МИРОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЧИСЛА ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ

Приводится макет мировой карты среднего годового числа молниевых разрядов на землю.

Параллельные наблюдения за числом грозовых разрядов в радиусе 300-500 км и средним числом дней с грозами на этой же территории, проведенные в нескольких пунктах Советского Союза (Ленинград, Одесса, Свердловск) в течение ряда лет (1960—1963 гг.), а также аналогичные наблюдения, проведенные в Браззавиле¹ (Конго) в 1960 г. [1], позволили найти приближенную экспериментальную зависимость между числом дней с грозой — климатологической характеристикой, публикуемой обычно в справочниках и атласах, — и числом грозовых разрядов на единицу площади. Это дало возможность, используя в качестве основы карту мирового распределения среднего годового числа дней с грозами [2], построить макет карты мирового распределения среднего годового числа ударов молнии на землю на 100 км².

Методика построения подобного рода карт изложена в работе [5], помещенной в этом же сборнике. Она сводится в основном к отысканию зависимости числа разрядов, зарегистрированных грозорегистратором, от числа дней с грозой в данном географическом пункте и от рельефа. т. е. высоты места.

При построении мировой карты распределения числа грозовых разрядов использовалась также приближенная зависимость числа молниевых разрядов от географической широты.

Построенный макет карты распределения числа грозовых разрядов по территории земного шара выполнен в виде изолиний, цифра на которых указывает число разрядов на землю на площади 100 км² (рис. 1).

Основные мировые очаги, генерирующие молниевые разряды, находятся в центральных частях Африки и Южной Америки, в районе Карибского моря и Центральной Америки, на юго-восточной оконечности Азии и на Зондских островах. Эти очаги, естественно, хорошо совпадают с мировыми очагами гроз.

Полученная плотность разрядов на землю по порядку величины согласуется с оценками, которые были произведены Бруксом [6], однако имеются некоторые отличия. Так, например, на полученной нами карте

¹ Измерения числа молниевых разрядов в Браззавиле производились грозореги-стратором, рекомендованным ВМО. Частотный диапазон счетчика 1—20 кгц. Эффективный радиус порядка 50 км. [3]. В СССР применялись счетчики [4] с частотным диапазоном 2—20 кгц и эффек-

тивным радиусом 300 и 500 км.

плотность разрядов как в мировых очагах гроз, так и в других местах несколько выще (примерно в 2 раза), чем у Брукса.



Рис. 1. Схематическая карта мирового распределения числа грозовых разрядов на 100 км² в год.

Для сравнения приводим таблицу частоты молниевых ударов на 100 км²/год, взятую из монографии Израэля [2]. Приведенные данные

Таблица

Место наблюдения	Число дней с грозой	Число ударов молнии на 100 км ² /год	Автор	Примечание
Кыю	14 17	180 60	Уиппл и Скрейз Вормель	Наименьшая оцен- ка (по скачку поля) То же
Гамбург	, 19	70	Вальтер	По данным страхо-
Англия	12	230	Гольд	По прямым наблю-
СІНА ІШвеция: южнее 64° с. ш. севернее 64°	25/45	370	Вагнер и др.	По повреждениям высоковольтных передач
с. ш	Около 10 " 5	37—60 18—30	Мюллер—Хилле- бранд	По данным счетчи- ков молний в 1958 г.
Швейцария		Око̀ло 400	Бергер	По наблюдениям на Сан-Сальвадоре

о числе ударов молнии получены разными методами, в разных географических пунктах и в различное время. Тем не менее они в значительной части согласуются с нашими данными.

В заключение выражаем благодарность инженеру Злотникову М. Д., который принимал участие в составлении карты.

ЛИТЕРАТУРА

- Sire J. Note sur les enregistrements des eclairs proches realises a Brazzaville pen-dant l'annee 1960. La Météorologie, No 63, 1961.
 Israel H. Atmosphärische Elektrizität, Teil 2, Acad. Verl. Ges., 1961.
 Horner F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. Proc. Inst. El. Eng., 107B, No 34, 1960.
 Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
 Колоколов В. П., Симоиова Р. И. Методика составления карт грозовых раз-рядов См. наст. сб. рядов. См. наст. сб.

6. Brooks C. E. P. Climate in everyday life. London, 1950.

В. П. КОЛОКОЛОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЯДНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГРОЗ В СРЕДНИХ ШИРОТАХ

Приводятся суточный и годовой ход числа грозовых разрядов, соотношения между внутриоблачными разрядами и разрядами на землю, а также число повторных ударов молнии. Приведенные результаты базируются на измерениях, выполненных в нескольких районах Европейской территории Советского Союза.

Методика измерений

Регистрация числа атмосферных помех производилась при помощиприборов. [1] с чувствительностью 1000 и 500 мв/м. Полоса пропускания приборов одной серии была от 2 до 20 кгц, а другой серии — от 2 до 150 кгц с неравномерностью не более ± 3 дб.

Разрешающая способность регистрирующей части прибора составляла, как правило, 10 гц. Лишь в отдельных случаях она достигала 500 гц. Входное сопротивление прибора 10 Мом.

Датчиком прибора является вертикальная антенна высотой 10 м (действующая высота 5 м). Для повышения порога коронирования антенна выполнена из изолированного провода.

Входная часть прибора, выполненная в виде катодного повторителя, обеспечивала согласование прибора с антенной для частот выше 2 кгц.

Схема двухполупериодного выпрямления, включенная после катодного повторителя, обеспечивала запуск ждущего мультивибратора независимо от полярности импульса атмосферика. Усилитель тока, находящийся после мультивибратора, обеспечивал получение выходного импульса тока, достаточного для уверенного срабатывания регистрирующего устройства. Ждущий мультивибратор и усилитель тока собраны на полупроводниковых триодах.

Регистрирующая часть обеспечивала чернильную запись числа принятых грозовых разрядов на бумажную ленту, которая протягивалась часовым механизмом. Лента менялась один раз в сутки.

Проверка чувствительности прибора производилась регулярно при помощи специального градуировочного устройства, создающего импульсы с затянутым передним фронтом (время нарастания порядка 100 мксек.) и регулируемой амплитудой.

Питание прибора автономное. Оно осуществлялось при помощи сухих элементов.

Суточный ход числа грозовых разрядов

Число грозовых разрядов, зарегистрированных приборами, с эффективными радиусами [2] 300 и 500 км имеет явно выраженный суточный



Рис. 1. Суточный ход числа грозовых разрядов, зарегистрированных прибором с чувствительностью І в/м. a - Мурманск, 6 - Воейково,<math>b - Одесса, c - Свердловск.



Рис. 2. Суточный ход числа грозовых разрядов, зарегистрированных прибором с чувствительностью 200 мв/м. *а* — Мурманск, *б* — Воейково, *в* — Одесса, *г* — Свердловск. ход, который хорошо проявляется во все летние месяцы. Он имеет форму простой волны с максимумом в 16—18 час. и минимумом в 6—10 час. по местному времени. Как правило, максимум выражен более четко, чем минимум. Особенно это характерно для самого грозового месяца июля, для которого ход числа разрядов в послеполуденное время имеет форму острого пика.

Для августа характерна некоторая расплывчатость экстремальных значений. Особенно это относится к максимальным значениям. В течение суток грозы распределяются так, что более богата ими вторая половина суток. Чаще всего грозы наблюдаются между 15 и 18 час. Меньше всего гроз бывает в ранние утренние часы, а именно в 5—7 час. Из сравнения приведенных на рис. 1 и 2 материалов следует, что существенного различия в форме суточного хода числа разрядов в различных географических пунктах почти не наблюдается.

Что касается амплитуды, то она сильно меняется в зависимости от физико-географических и синоптических условий. В Мурманске число зарегистрированных разрядов в самый грозовой месяц — июль — колеблется от 6 (200) ночью до 20 (900) в послеполуденные часы. Для Воейкова эти экстремальные значения меняются от 10 (200) до 120 (1300— 1400), а для Одессы — от 5 (100) до 35 (800—900).

Нужно заметить, что 1962 г. для Одессы в отношении грозовой деятельности не является типичным.¹

В Свердловске наблюдается резкое повышение числа разрядов. Здесь минимальные ночные значения составляют 60 (400), а максимальные дневные 400 (3500). Во всех случаях приводятся данные, полученные прибором с пороговой чувствительностью 1000 и 500 мв/м (в скобках), что соответствует эффективному радиусу 300 и 500 км.

Годовой ход числа грозовых разрядов

Для определения особенностей годового хода числа грозовых разрядов нами используются материалы, полученные в Ленинграде (Воейково), Свердловске, Мурманске и Одессе с помощью приборов, чувствительность которых 1000 мв/м, частотный диапазон 2—20 кгц, в следующие интервалы наблюдений:

Воейково.	 		Июнь	1960	г. — декабрь	1963	г.
Свердловск	 	• •	Июнь	1961	г. — декабрь	1963	г.
Мурманск	 	• •	Май	1962	г. — декабрь	1963	Γ.
Одесса	 		Май	1961	г. — ноябрь	1961	ŕ.
in the state	1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 -		Май	1962	г. — ноябрь	1963	г.

Материалы наблюдений представлены на рис. 3. Из рассмотрения рисунка следует, что годовой ход среднемесячного числа атмосферных разрядов на всех уровнях представляет собой простую волну с резко выраженным максимумом в летние месяцы (июнь, июль, август) и растянутым с сентября по май минимумом.

Абсолютный максимум среднемесячного числа атмосферных разрядов приходится в большинстве случаев на июль. Абсолютный минимум среднемесячного числа атмосферных разрядов наблюдается в марте.

При оценке результатов измерений в зимние месяцы следует учесть, что допущение о независимости числа разрядов на единицу площади от расстояния до пункта наблюдений, принятое при выводе формулы, связывающей эффективный радиус счетчика грозовых разрядов с его порогом срабатывания, в эти месяцы не выполняется. Поэтому данные

¹ Как известно, на юге Украины в 1962 г. наблюдалось засушливое лето, что сказалось на грозовой деятельности.





наблюдений, характеризуя, например, уровни помех в районе наблюдений, не характеризуют грозовую деятельность в этом районе, так как сравнительно небольшое число срабатываний счетчиков может быть вызвано атмосфериками, создаваемыми грозами, расположенными на удалении от пункта наблюдений, намного превышающем эффективный радиус счетчиков.

Годовой ход среднемесячного числа грозовых разрядов для Свердловска и Одессы в основных чертах аналогичен годовому ходу для Ленинграда (рис. 3).

Колебания среднемесячного числа зарегистрированных атмосфериков в 1962 г. (лето) по сравнению с 1961 г. для Свердловска более сильные, чем для Ленинграда. Среднемесячные значения изменяются более чем в 2 раза.

В Одессе наблюдается аналогичный годовой ход. Особенно характерным для Одессы является то, что среднемесячные значения числа зарегистрированных разрядов в 1962 г. были более чем в 9 раз меньше, чем в 1961 г. Это объясняется засушливым летом на юге Украины в 1962 г. и сильно ослабленной грозовой деятельностью на этой территории.

Представляется интересным сравнить полученный нами годовой ход числа атмосферных помех с литературными данными. В Японии в Университете Nagoya в Научно-исследовательском институте атмосфериков в 1952—1953 гг. были проведены измерения атмосфериков в диапазоне 10—30 кгц [3]. Результаты измерений годового хода атмосфериков в Японии аналогичны подобным результатам измерений в Ленинграде, Свердловске и Одессе.

В 1961 г. число зарегистрированных грозовых разрядов в Одессе было больще, чем в Ленинграде, в 3—5 раз. В 1962 и 1963 гг., наоборот, в Одессе зарегистрировано грозовых разрядов значительно меньше. Здесь сыграли роль чисто местные условия: на юге Украины в эти годы стояло засушливое лето со слабо выраженной грозовой деятельностью. Так же как и в 1961 г., число грозовых разрядов, зарегистрированных в Свердловске в 1962 и 1963 гг., значительно больше, чем их было зарегистрировано в Ленинграде, не говоря уже об Одессе.

Отношение числа разрядов, зарегистрированных в Свердловске, к числу разрядов, зарегистрированных в Воейково, в среднем близко к пяти, хотя эти пункты не сильно отличаются по географической широте.

Облачные разряды и разряды на землю

Во многих случаях представляется интересным знать соотношение числа облачных разрядов и разрядов молний на землю. Установлено, что это соотношение сильно меняется в зависимости от физико-географических условий, например от географической широты.

Принято считать, что в средних широтах разряды на землю составляют примерно 30—40%, в экваториальной зоне—10—20%. Можно предположить, что соотношение числа облачных разрядов и числа разрядов на землю зависит также от синоптических условий. Пирс, например, в этой связи приводит следующие данные для Кембриджа (Англия) [4]:

Тип гроз

Фронтальные Тепловые Средней продолжительности

Заказ № 30

Отношение числа облачных разрядов к числу разрядов на землю 2 22

1	, <u>,</u> 0	
2	,10	

БИБ 110 ТЕК Лани-гадского Гидрометеорологческого Изститута 17

Следует отметить, что значения отношений чисел облачных разрядов и разрядов на землю имеют большой разброс. В работе [4] приводятся результаты наблюдений, проведенных в Тессине (Швейцария), из которых видно, что эти значения от грозы к грозе могут изменяться в 250 раз. Крайние значения отношений числа облачных разрядов к числу разрядов на землю составляют 0,64 и 165,0.

Мы ставили перед собой задачу получить результаты на большом статистическом материале. Прежние наблюдения, как правило, велись или визуально, или приборами с радиусом действия, не превышающим 15—20 км. Наши приборы имели эффективный радиус действия 300 и даже до 500 км. Таким образом, число грозовых разрядов, зарегистрированных приборами, составило десятки и сотни тысяч за каждый грозовой сезон.

Методика исследования состояла в том, что наблюдения за числом грозовых разрядов велись одновременно приборами с разными частотными характеристиками. Известно, что спектральный состав облачных молний лежит в области частот от 20—50 до 150 кгц, в то время как разряды на землю имеют максимум излучения в области частот от 2 до 15 кгц [5, 6 и др.]. Следовательно, грозорегистраторы с достаточно широкой полосой частот будут регистрировать как облачные разряды, так и разряды на землю. С другой стороны, можно подобрать приборы с соответствующей полосой частот для регистрации преимущественно облачных разрядов или разрядов на землю. Так можно выделить интересующий нас тип разряда.

Нами применялись приборы с полосой частот 2—20 кгц, которые регистрировали преимущественно разряды на землю, и приборы с полосой частот 2—150 кгц, которые регистрировали оба вида разрядов.

Результаты наблюдений, проведенных в Воейково в 1962—1963 гг., представлены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Год	Прибор	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1962	1 2	17,8 7,6	23,9 16,0	54,9 34,6	17,4 7,2	
-1963	1 2	5,4 33,5	43,3 19,6	89,9 32,7	37,3 13,9	13 6,5

Числа зарегистрированных разрядов (в тысячах) грозорегистраторами с полосой пропускания 2—150 кгц (прибор 1) и 2—20 кгц (прибор 2)

Таблица 2

Год	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Среднее
1962	2,3	1,5	1,6	2,4		2,0
1963	1,6	. 2,2	2,7	2,7	2,0	2,2

Отношения, составленные по данным табл. 1

Из рассмотрения таблиц видно, что отношение суммарного числа разрядов, зарегистрированных прибором 1, к числу разрядов на землю,

18

зарегистрированных прибором 2, составляет 2, т. е. разряды на землю составляют 50% (или немного меньше) общего числа разрядов. Сделана попытка рассмотреть влияние времени суток на величину отношения облачных разрядов к разрядам на землю.

Таблица З

Числа	зарегистрир	ованных ра	азрядов (н	з тысячах)) грозорегист	раторами с
полосой	пропускания	2—150 кгц	(прибор	1) и 2—20	кгц (прибор	2) в дневные
		, P	ночные	часы		

Год	Срок наблюдений	Прибор	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1962	День (11—14 час.)	1 2	1,4 0,55	6,0 4,2	10,6 7,0	4,2 2,1	
	Ночь (23—02 час.)	1 2_	2,0 0,65	2,0` 0,96	5,0 2,5	0,9 0,2	
1963 -	День (11—14 час.)	1 2	5,2 3,2	8,3 >3,8	12,5 4,9	3,5 1,3	1,6 0,8
	Ночь (23—02 час.)	1 2	8,4 5,3	3,4 1,5	9,3 2,7	8,7 3,9	1,5 0,6

Из табл. 3 и 4 видно, что в дневные часы отнощение числа облачных разрядов и числа разрядов на землю меняется от 1 днем до 2 ночью.

Таблица 4

19

Год	Срок наблюдений	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Среднее
1962	День Ночь	2,6 3,1	1,4 2,1	1,5 2,0	2,1 • 4,5		1,9 2,9
ý 1963 X	День Ночь	1,6 1,6	2,2 2,3	2,6 3,4	2,7 2,2	2,0 2,5	2,2 2,4

Отношения, составленные по данным табл. З

Иногда отношения числа облачных разрядов к числу разрядов на землю для ночных и дневных часов настолько различны, что заметен явно выраженный суточный ход.

В табл. 5 приводятся данные, полученные в 1961 г. по числу разрядов между облаками и числу разрядов на землю для Упсала (Норвегия) и Тессине (Швейцария).

Из табл. 5 видно, что число разрядов на землю в Упсала несколько выше, чем в Ленинграде. Что касается Тессина, то здесь разряды на землю составляют всего лишь немногим более 23%. Здесь, очевидно, играют решающую роль горные условия.

Основной вывод, который можно сделать на основании полученных материалов, состоит в том, что для Ленинградской области число раз-

Таблица 5

Пункт наблюдений	Гро число	ОЗЫ ДЛИ- ТЕЛЬ- НОСТЬ	Обла разр число	ачные ояды ⁰ /о	Разј на з число	ряды емлю °/0	Bcero	Отношение числа облач- ных разря- дов к числу разрядов на землю	Рас- стоя- ние, км
Упсала (Норве- гия) Тессин (Швейца- рия)	4 24	8,1 21,0	208 3643	65,2 76,6	111 1118	34,8 23,4	319 4761	1,87 3,26	3—20 1—20

рядов на землю в среднем за весь грозовой сезон составляет 40—50% общего числа разрядов. В ночные часы число разрядов понижается до 25—30%.

Следует заметить, что при обработке данных не вводились поправки на различную ширину полосы пропускания приборов.

Число повторных разрядов

Для определения числа повторных разрядов применялись однотипные грозорегистраторы, но с различной разрешающей способностью, которая достигалась применением различных регистрирующих устройств на выходе прибора. Одна серия приборов имела на выходе механический регистратор с разрешающей способностью 10 гц, другая серия электрический регистратор с разрешающей способностью 500 гц.

Известно, что временные интервалы между последовательными компонентами многократных молниевых ударов составляют величину порядка нескольких миллисекунд или нескольких десятков миллисекунд. Так, по данным Гардера и Клейтона [7], в 90% случаев интервалы между повторными ударами составляют более 10 мсек., в 24% — более 50 мсек. и лишь в 4% — более 10 мсек. Следовательно, приборы с разрешающей способностью 10 гц не могут различать повторные разряды и регистрируют лишь разряд молнии на землю в целом, тогда как приборы с разрешающей способностью 500 гц регистрируют повторные разряды, из которых состоит главный разряд.

Регистрация повторных разрядов производилась в Ленинграде (Воейково) приборами с частотным диапазоном 2—20 кгц и чувствительностью 100 мв/м (эффективный радиус действия прибора 2000 км).

Результаты наблюдений представлены в табл. 6.

20

Таблица б

разрешающей способности	1	числа	pa	зря,	qob.	(B)	тысяч	iax),	зареги	стр	ирован	ных	приоо	рами	разли	чнои	
		and the state	1				. p	азре	шающе	йсі	пособно	ости					
	÷					1		· .					· · ·				

Разрешающая способность, гц	Март	Апрель	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
500	116	133	183	1057	693	621
10	35	62	97	303	255	316

Отношение показаний счетчика с разрешающей способностью 500 гц к показаниям счетчика с разрешающей способностью 10 гц дает число



повторных ударов. Результаты регистрации числа повторных ударов в Ленинграде в 1963 г. представлены в следующей таблице:

Март	Апрель	Июнь И	Іюль Авгу	ст Сентябрь	Среднее
3,3	2,1	1,9	3,5 2,7	2,0	2,6

Как следует из таблицы, среднее число повторных ударов близко к 3, однако от месяца к месяцу оно претерпевает значительные изменения.

Для сравнения приводим карту, на которой обозначены данные различных авторов по числу повторных разрядов (рис. 4). Они подтверждают полученные нами результаты. Кроме того, они представляют интерес в том отношении, что указывают на генденцию увеличения числа повторных разрядов в тропических районах.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964. 2. Колоколов В. П., Симонова Р. И. Методика составления карт грозовых разрядов. См. наст. сб.
- 3. Kamada T. and Nakajiama J. The Measurement of the intensity of atmospherics (1). Pros. Res. Inst. Atmospherics Nagoja University.
- 4. Müller-Hillebrand D. Lightning counters. I. Arkiv för geofysik, Bd 4, N 10, 1963.
- 5. Israël H. Atmosphärische Electrizität, teil II, Leipzig, 1961.
- 6. Pierce E. T. The influence of individual variations in the field changes due to, lightning discharges upon the design and performance of lightning flash counters. Archiv für Meteorol. Geofis. Bioklimat. ser. A, Bd 9, H. 1, 1956. 7. Harder E. L., Clayton I. M. Power-line protection. Thunderstorm Electricity.
- Edited by H. R. Byers. Univ. Chicago Press, 1953.
- 8. Wormell T. The effects of thunderstorms and lightning discharges on the earth's electric field. Phil. trans. Roy. soc., A. 238, 1939.
- 9. Нориндер Х. Исследование грозовых разрядов. М. 1956.
- 10. Стекольников И. С. Физика молний и грозозащита. Изд. АН СССР, М., 1943.
- II. Wang K. P. Lightning discharges in tropical regions. J. geophys. res., 68, 7, 1963.
 Schonland B. The lightning discharge. Handbuch der Physik, Bd 22, Berlin-Gëttingen-Heidelberg, 1956.
 Bruce C., Golde R. The lightning discharge J. I.E.E., 88, II, 487, 1941.
 Harder E. Thunderstorm electricity. Univ. Chicago Press, 1953. "Power-line prote-ction" Edited by H. D. Press.
- ction" Edited by H. R. Byers. 15. Kitagawa N., Brook M., Workman E. Continuing currents in cloud-to-ground lightning discharges. J. geophys. res., 67, No 2, 1962.

В. П. КОЛОКОЛОВ, Р. И. СИМОНОВА

23

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ ГРОЗОВЫХ РАЗРЯДОВ

Экспериментальным путем найдена зависимость между числом дней с грозой (климатологической характеристикой грозовой деятельности) и числом грозовых разрядов на землю, отнесенных к единице площади. С использованием этой зависимости построена опытная карта распре-

деления числа грозовых разрядов по территории СССР.

Климатологическая характеристика «день с грозой», используемая для оценки грозовой деятельности, во многих случаях не отвечает запросам практики вследствие ограниченности заложенной в ней информации.

Оценка грозовой деятельности по числу молниевых разрядов представляется в определенных случаях более полной. Для измерения числа разрядов нужны простые и надежно работающие приборы. К настоящему времени создан целый ряд таких приборов — счетчиков грозовых разрядов [1—6 и т. д.].

В Скандинавских странах — Норвегии, Швеции и Финляндии была создана сеть, которая уже в 1959 г. состояла из 167 счетчиков грозовых разрядов [3].

Однако систематических наблюдений при помощи счетчиков на больших территориях (порядка континентов) не ведется ни за границей, ни в СССР. Для организации таких наблюдений нужно будет большое число приборов, исчисляемое тысячами. На оснащение сети станций таким количеством приборов потребуется в лучшем случае несколько лет.

Поэтому представляется целесообразным найти связь числа дней с грозой с числом разрядов на единицу площади при помощи расчетных методов. На первом-этапе для этого достаточно в нескольких географических пунктах поставить измерения числа грозовых разрядов с тем, чтобы найти коэффициенты пересчета, позволяющие перейти от числа дней с грозой к числу грозовых разрядов. Сразу же следует отметить, что здесь имеются значительные трудности методического характера. Некоторые из них мы рассмотрим.

В связи с тем что грозы появляются нерегулярно и даже средние значения напряженности поля в разрядах сильно разбросаны, можно установить лишь закономерности статистического характера.

При регистрации грозовых разрядов характеристики приборов имеют первостепенное значение. Так, например, атмосферики, создаваемые разрядами облако—земля и облако—облако, обладают различными частотными спектрами. Поэтому приборы, имеющие определенные частотные характеристики, могут регистрировать предпочтительно тот или иной тип разряда. Хотя в свое время Всемирный радиоконсультативный комитет и Всемирная метеорологическая организация рекомендовали единый унифицированный тип счетчика молний, однако в разных странах и даже внутри какой-либо одной страны часто используются счетчики различных типов с различными частотными характеристиками. Данные наблюдений, полученные на различных приборах, сопоставлять очень трудно.

Чувствительность счетчика и другие конструктивные особенности определяют его радиус действия. Для того чтобы иметь возможность сравнивать показания различных типов приборов, нужно привести эти показания к единице площади, например к 1 или 100 км². Эта задача сводится к определению эффективного радиуса прибора.

Под эффективным радиусом прибора понимается радиус, внутри которого за длительный период времени действительное число разрядов равно числу сосчитанных прибором.

Теоретические расчеты по определению эффективного радиуса счетчика молниевых разрядов были сделаны Хорнером [1]. При этом им подчеркивалось, что основную роль здесь играет функция распределения амплитуд атмосфериков. По Хорнеру, в источнике, т. е. в грозовом очаге, амплитудные распределения атмосфериков могут быть представлены приблизительно нормальным логарифмическим законом. Основным параметром распределения является величина стандартного отклонения о.

Хорнер констатирует, что отдельные значения о для амплитуд атмосфериков, полученные разными авторами, заключены в пределах от 4 до 12 дб.

Л. Г. Махоткин [7, 10] получил, что σ равно 8—8,5 дб. Расчеты по определению эффективного радиуса, выполненные Махоткиным, представляются более обоснованными и более удобными для практического использования по сравнению с расчетами Хорнера. Махоткин вслед за Хорнером при нахождении эффективного радиуса вводит следующие упрощающие допущения: 1) среднее число грозовых разрядов на единицу площади (g) не зависит от расстояния до места наблюдения R; 2) амплитуды атмосфериков E убывают обратно пропорционально R^h ; 3) амплитуды атмосфериков из каждого источника распределяются по нормальному логарифмическому закону.

Приведем полученную Махоткиным формулу, связывающую количество зарегистрированных разрядов с величиной порога срабатывания грозорегистратора E_0 ,

$$g(E_0) = \pi G R_1^2 \left(\frac{E_{1\mathrm{M}}}{E_0}\right)^{\frac{2}{k}} e^{2\left(\frac{\sigma}{k}\right)^2}, \qquad (1)$$

где G — средняя плотность разрядов на единицу площади; R_1 — расстояние, на котором медианное значение напряженности поля равно $E_{1 \text{ м}}$; k — показатель в соотношении, связывающем напряженность поля с расстоянием; σ — стандартное отклонение (параметр распределения для источника).

С другой стороны, по определению эффективного радиуса

24

$$g(E_0) = \pi G R_9^2 . \tag{2}$$

Из сопоставления соотношений (1) и (2) получается формула для определения эффективного радиуса приборов

$$R_{\mathfrak{s}} = R_1 \left(\frac{E_{1\mathrm{M}}}{E_0} \right)^{\frac{1}{k}} e^{\left(\frac{\sigma}{k} \right)^2} . \tag{3}$$

Нами применялись приборы для регистрации числа разрядов с порогом срабатывания 1000 и 500 мв/м. При выборе порога срабатывания грозорегистратора (который эквивалентен эффективному радиусу дейприходится руководствоваться следующими соображениями: ствия) высокий порог срабатывания неудобен в том отношении, что прибор будет принимать малое число разрядов и, для того чтобы набрать статистически необходимый материал, придется затратить много времени; низкий порог срабатывания приведет к нивелировке даже макроособенностей грозовой деятельности.

При использовании оценок Махоткина, в которых Е_{1 м}=0,1 в/м для $R_1 = 1000$ км, $\sigma \simeq 8$ дб (или в натуральных логарифмах 0,9), $k = \frac{4}{3}$ (т. е.

75). по формуле (3) были найдены эффективные радиусы R_э. Для прибора с порогом срабатывания в 1000 мв/м $R_{
m e} \simeq 300$ км и для прибора с порогом 500 мв/м R_э=500 км.

Следует отметить, что значения E_{1M} , σ и k в формуле (3) являются оценочными и, вероятно, могут меняться в незначительных пределах (k — от условий распространения, $E_{\rm IM}$ — от интенсивности грозовой дея-тельности и других причин). С целью оценок погрешностей функции R_s приводим табл. 1 изменений этой функции в зависимости от параметров k и E_м.

Таблица 1

	Значен	ия R _ə ,	рассчи	танные	е по фо	рмуле	$R_{9} = R$	$R_1\left(\frac{E_{\rm M}}{E}\right)$	$\int_{k}^{\frac{1}{k}} e^{\left(\frac{1}{k}\right)^{\frac{1}{k}}} e^{\left(\frac{1}{k}\right)^{\frac{1}{k}}} e^{\left(\frac{1}{k}\right)^{\frac{1}{k}}}$	$\left(\frac{\sigma}{k}\right)^2$		
	Порог срабаты- вания		k									
L _M		1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	
0,08	1	196	214	229	246	263	275	295	316	327	344	
	0,5	363	380	389	398	417	427	447	457	472	485	
0,10	1	240	257	275	288	309	316	339	355	366	386	
	0,5	447	457	468	479	490	490	513	525	530	544	
0,12	1	282	302	316	331	347	355	372	389	402	423	
	0,5	537	537	537	537	550	550	562	575	581	597	
0,14	1	331	339	363	372	389	389	417	427	436	457	
	0,5	617	603	617	603	617	603	631	631	631	646	
0,16	1	363	380	389	398	417	427	447	457	468	- 490	
	0,5	692	676	676	676	676	661	676	676	676	708	
0,18	1	417	427	436	447	457	457	479	501	501	525	
	0,5	776	741	741	724	724	708	724	724	724	741	
0,20	1	447	457	468	479	490	490	513	525	525	550	
	0,5	851	813	794	776	776	759	759	776	759	776	
an Agen	1					1		1				

Из табл. 1 видно, что с изменением $E_{\rm M}$, например в 2 раза, $R_{\rm P}$ также изменяется примерно в 2 раза. При измёнении k функция R_э также ме-няется, но не очёнь сильно. Так, при E_м, больших 0,14, значения R_э для различных k меняются очень мало.

25

В дальнейшем необходимо будет уточнить медианные значения напряженности поля атмосфериков из изолированных очагов, удаленных на различные расстояния, путем систематических и более тщательных измерений, причем эти измерения целесообразно будет проводить в различных географических пунктах.

Для установления связей между числом дней с грозой и числом грозовых разрядов нами были обработаны данные приборов для регистрации числа разрядов с порогом срабатывания 1000 и 500 мв/м по станциям Ленинград (Воейково), Свердловск и Одесса.

Для нахождения зависимости среднего числа грозовых разрядов от среднего числа дней с грозой строился экспериментальный график, по оси ординат которого откладывалось среднее за месяц число дней с грозой (в рассмотрение принимался грозовой период май—сентябрь), а по оси абсцисс — среднее за месяц число зарегистрированных разрядов (в тысячах) отдельно для прибора с пороговой чувствительностью 500 и 1000 мв/м. Поскольку приборы регистрировали разряды от гроз, происходящих на площади круга с эффективным радиусом, равным 300 и 500 км, число дней с грозой определялось путем осреднения данных о грозах, полученных на метеостанциях, расположенных более или менее равномерно по этому кругу. Данные, характеризующие связь между числом дней с грозой и числом грозовых разрядов, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Коэффициент корреляции между числом дней с грозой и числом разрядов, зарегистрированных приборами с порогом срабатывания 1000 и 500 мв/м

		Коэффициент корреляции
Пункт наблюдений	Годы наблюдений	1000 мв/м 500 мв/м
Мурманск	1962 1960—1962 1961—1962 1961—1962	$\begin{array}{c cccc} - & +0,91 & (65) \\ +0,91 & (67) & +0,88 & (123) \\ +0,93 & (68) & +0,92 & (152) \\ +0,92 & (65) & +0,93 & (215) \end{array}$

Примечание. В скобках указывается число станций, принимаемых в рассмотрение при определении коэффициента корреляции.

Как следует из таблицы, между числом дней с грозой и числом грозовых разрядов существует тесная прямая связь. Это же подтверждает рис. 1, где отражена зависимость между числом дней с грозой и числом грозовых разрядов в радиусе действия грозорегистраторов, установленных в Воейково, Свердловске и Одессе.

Из рис. 1 следует, что связь эта не является линейной, особенно при малых значениях числа дней с грозами (до 10—15)-.

На рис. 2 приводится зависимость между числом дней с грозой и числом грозовых разрядов, отнесенных к площади 100 км². Графики эти являются результатом осреднения данных, полученных приборами с чувствительностью 1000 и 500 мв/м. Пересчет числа разрядов на 100 км² проводился таким образом: для любого выбранного числа дней с грозами находилось соответствующее число разрядов, которое приходилось на 100 км² путем деления его на эффективную площадь и умножения на 100.

Рассматривая графики зависимости числа разрядов от числа дней,

/26

построенных для Воейково, Свердловска и Одессы, можно сделать некоторые выводы. Число разрядов при одном и том же числе дней с грозой увеличивается с увеличением высоты над уровнем моря, а также с уменьшением широты. Поэтому были введены поправочные коэффициенты на высоту места и географическую широту. В табл. 3 приводятся значения



500 мв/м. 1 — Воейково, 2 — Свердловск, 3 — Одесса.

высотного и широтного градиентов, отражающие изменение числа разрядов на 100 км² соответственно на 100 м высоты над уровнем моря и 1° географической широты (при одинаковом числе дней с грозой).



с. 2. Зависимость числа грозовых разрядов на 100 от числа дней с грозами. 1 — Воейково, 2 — Свердловск, 3 — Одесса.

Высотный градиент получен по данным для Воейково и Свердловска, щиротный — по данным для Воейково и Одессы. (Средняя высота района Воейково принималась равной 50 м, а средняя высота района Свердловска в том же радиусе — порядка 300 м). Эти градиенты, как высотный, так и широтный, не остаются постоянными (см. табл. 3). С увеличением числа дней с грозой величина градиента возрастает.

Можно предположить, что закономерность, состоящая в том, что с возрастанием высоты увеличивается грозовая деятельность, сохраняется до высот 2000 м [8].

27

Итак, при построении карты распределения числа грозовых разрядов по территории СССР принимались во внимание следующие три фактора:

1) зависимость числа разрядов, зарегистрированных прибором, от числа дней с грозами по данным наблюдений;

зависимость числа разрядов от рельефа, т. е. от высоты места;
 зависимость интенсивности гроз (числа разрядов) от географической широты места наблюдения.

В качестве основы для построения макета карты числа молниевых разрядов на 100 км² в год была взята карта числа дней с грозой за год по территории СССР. На этой карте в отдельных точках находились значения числа разрядов на 100 км² при помощи графика, представленного на рис. 2. При этом учитывались также поправки на географиче-

Таблица З

Значения высотных и широтных градиентов числа грозовых разрядов

Число дней с грозой	Широтный градиент	Высотный градиент		
5	0,3	3,9		
10	2,3	9,7		
15	11,4	26,0		
20	21,1	43,5		
25	30,8	61,7		
30	40,7	80,9		
35	50,5	100,0		

скую широту и высоту места. Затем точки с одинаковыми значениями числа разрядов соединялись изолиниями, в результате чего получился образец карты, представленный на рис. 3.

Характеристики приборов для измерения числа разрядов выше заданного уровня таковы, что они регистрируют обратный удар. Действительно, их частотный диапазон лежит в полосе 2—20 кгц. Спектральный состав внутриоблачной молнии по своим характеристикам соответствует предразряду удара облако-земля и лежит в области частот от 20 до 150 кгц, в то время как основной разряд молнии облакоземля имеет область частот от 2 до 15 кгц. Израэль в монографии «Атмосферное электричество» [9] приводит данные, из которых видно, что разряды облако-земля можно разделить по частотным характеристикам на две

четко обособленные группы. К первой относятся атмосферики с максимумом излучения в диапазоне 2—4 кгц, ко второй — с максимумом излучения в диапазоне 8—10 кгц. Сравнивая между собой различные типы молний на землю, а также внутриоблачные молнии, можно заметить, что амплитуда впутриоблачных разрядов в диапазоне 10 кгц примерно на порядок меньше, чем амплитуда атмосфериков облако—земля первого рода, и на два порядка меньше, чем амплитуда облако—земля второго рода.

В результате изложенного выше можно констатировать, что найденные пересчетные коэффициенты позволяют перейти от числа дней с грозами к числу разрядов типа облако—земля.

Построенный макет карты распределения числа разрядов на землю показывает, что в целом грозовая активность, как и следовало ожидать, растет с севера на юг или юго-запад. Такая тенденция наиболее отчетливо проявляется при равнинном рельефе. Наибольшее число грозовых разрядов при этих условиях наблюдается в юго-западной части Украинской ССР и в Молдавской ССР (400—600 разрядов на 100 км²). Тех же значений оно достигает в ряде горных районов Средней Азии, южной части Восточной Сибири, а также в Приморском крае.

Максимум грозовой активности приходится на территорию Кавказа



(выше 600 разрядов), минимум — на районы севернее 66—68° с. ш. (по всей территории СССР), на побережье Охотского моря (до 52° с. ш.) и на большую часть Средней Азии (исключая гористую местность). На большей части территории СССР число грозовых разрядов не превышает 200 разрядов на 100 км² за год.

Значительный интерес представляют данные о числе грозовых разрядов, полученные при помощи грозорегистраторов по странам Сканди-

Таблица 4

Среднее число грозовых разрядов на землю в год за 1958-59 г.

Область	Число грозовых разрядов на 100 км ²			
Швеция (в целом)	36			
К югу от 58° с. ш	80			
К северу от 64° с. ш.	25			
о. Готланд	15			
Гетеланд, Свеланд	46			
Норрланд	28			
	a state of the			

навии, которые территориально близки к СССР. Здесь мы приводим данные о числе грозовых разрядов на землю по территории Швеции [3] (табл. 4). Использовались данные грозорегистраторов, радиус действия которых порядка 15 км.

Необходимо отметить, что представленную здесь карту числа грозовых разрядов следует рассматривать как опытную. Методика составления подобных карт нуждается в дальнейшем усовершенствовании. Так, например, увеличение числа реперных пунктов наблюдения за числом грозовых. разрядов позволит более точно охарактеризовать такие своеобразные в физико-географическом отношении районы, как Закавказье и Среднюю Азию.

Нуждается также в дальнейшем уточнении такой параметр, как эффективный радиус действия грозорегистратора и некоторые другие.

В построении данной карты принимал участие инженер М. Д. Злотников.

ЛИТЕРАТУРА

- Horner F. The design and use of instruments for counting local lightning flashes. Proc. Inst. El. Eng., 107B, No 34, 1960.
 Ho K., Kato T., Iwai A. Local lightning flash within 20 km. Proc. Res. Inst. Atmospherics Nagoya University, vol. 3, 1955.
 Müller, Hillebrand, D. Lebrand, D. Serregie, F. Perult, J. Torregie, F. Perult, J. Torregie, Structure, Structu
- 3. Müller-Hillebrand D., Johansen O., Saraoja E. Results de mesures on compteur de coups de foudre en Suede, Norvege et Finland. Conferens Internationale des Grands Resaux Electriques a Haute Tension, Session, 1960. 4. Знаменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым гро-
- зорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.
- 5. Иньков Б. К. Исследование методов регистрации атмосфериков, применяемых для оценки грозовой деятельности. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
- Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы. Труды ГГО, вып. 157, 1964.
 Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков,
- генерируемых изолированным источником. Геомагнетизм и аэрономия, № 2, 1964. Архипова Е. П. Карты географического распределения числа дней с грозой на территории СССР. Труды ГГО, вып. 74, 1957.

- 9. Israel H. Atmosphärische Electrizität, Teil 2, Leipzig, 1961. 10. Махоткнн Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. Геомагнетизм и аэрономия, т. 3, № 2, 1963.

В. А. СОЛОВЬЕВ

31

ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ ОБ АТМОСФЕРИКАХ

По данным Английского куста пунктов пеленгования атмосфериков за 1961—1963 гг. дается характеристика грозовой деятельности для района, ограниченного широтами 35—70° с. ш. и долготами 30° з. д. и 30° в. д.

Опыт построения карт грозовой активности [1] позволяет использовать данные Английского куста пунктов пеленгования атмосфериков для характеристики гроз в районе Северо-восточной Атлантики и Западной Европы.

На основе данных Европейского и Английского кустов пунктов пеленгования атмосфериков было найдено возможным характеризовать грозовую активность в районе, ограниченном широтами 35—70° с. ш. и долготами от 30° з. д. до 30° в. д. На основании данных Английского куста пунктов пеленгования атмосфериков за 1961—1963 гг. сделана попытка охарактеризовать грозовую деятельность по ее активности (по числу очагов) для каждой географической пятиградусной клетки, по распределению очагов гроз по месяцам и в течение суток отдельно для территории суши и океана.

В табл. 1 представлены данные о количестве очагов гроз в теплое и холодное полугодие и за три летних месяца (VI-VIII) по пятиградусным географическим клеткам для территории с центром в Хемсби в радиусе 1000—1100 км; число очагов взято по данным пеленгования без корректировки. По остальной территории указанного района число очагов гроз рассчитывалось исходя из данных пеленгования атмосфериков и соответствующих коэффициентов, которые приводятся также в табл. 1. По данным этой таблицы построена карта среднегодового числа грозовых очагов, представленная на рис. 1. Из этой карты видно, что на территории Европы наибольшее количество очагов гроз имеет место в Средиземном море, на севере Франции и в районе пролива Ламанш, а также в горных районах. Максимум на территории океана наблюдается в районе Азорских островов, особенно отчетливо он выявляется по данным за 1962 г. По данным этого года изолинии вытянуты в северо-восточном направлении, т. е. в направлении теплого течения Гольфстрим. Можно также отметить, что Гольфстрим к северу отделяет области с грозовой активностью меньше 50 очагов. Южнее Гольфстрима изолинии очагов гроз имеют значительное сгущение вдоль границы

Таблица 1

Среднее число очагов гроз по данным пеленгования атмосфериков в теплое и холодное полугодие и за три летних месяца (июнь — август) 1961—1963 гг. по пятиградусным географическим клеткам района Северо-восточной Атлантики и Западной Европы

		Среднее число очагов гроз							
Номер кле- ток	Координаты географических пятиградусных клеток	k	холодное полуго- дие (I—III, X—XII)	теплое полуго- дие (IV—IX)	летние месяцы (VI–VIII)	год			
•••••••	Северо-восточная Атлантика								
$1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ 17 \\ 18 \\ 19 \\ 20 \\ 21 \\ 22 \\ 23 \\ 24 \\ 25 \\ 26 \\ 27 \\ 28 \\ 29 \\ 30 \\ 31 \\ 32 \\ 33 \\ 34 \\ 35 \\ 36 \\ 37 \\ 38 \\ 39 \\ 39 \\ 31 \\ 35 \\ 36 \\ 37 \\ 38 \\ 39 \\ 30 \\ 31 \\ 31 \\ 31 \\ 31 \\ 31 \\ 31 \\ 31$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 2,2\\ 2,1\\ 1,9\\ 1,5\\ 1,4\\ 1,5\\ 1,9\\ 1,8\\ 1,4\\ 1,5\\ 1,9\\ 1,8\\ 1,4\\ 1,2\\ 1,1\\ 1,1\\ 1,1\\ 1,1\\ 1,2\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,0$	$\begin{array}{c} 2\\ 2\\ 0\\ 0\\ 0\\ 2\\ 0\\ 1\\ 2\\ 0\\ 0\\ 1\\ 2\\ 0\\ 0\\ 1\\ 2\\ 0\\ 0\\ 1\\ 2\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\$	$\begin{array}{c} 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 0\\ 10\\ 0\\ 0\\ 1\\ 1\\ 2\\ 17\\ 9\\ 7\\ 6\\ 7\\ 30\\ 100\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ $	$\begin{array}{c} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 $	$\begin{array}{c} 2\\ 2\\ 0\\ 0\\ 0\\ 2\\ 0\\ 0\\ 1\\ 2\\ 10\\ 4\\ 4\\ 4\\ 5\\ 10\\ 10\\ 20\\ 20\\ 20\\ 20\\ 20\\ 20\\ 20\\ 20\\ 20\\ 2$			
$\begin{array}{c} 40 \\ 41 \\ 42 \\ 43 \\ 44 \\ 45 \\ 46 \\ 47 \end{array}$	$65-70^{\circ}$ с. ш.; $15-20^{\circ}$ в. д. 20-25 25-30 $60-65^{\circ}$ с. ш.; $5-10^{\circ}$ 10-15 15-20 20-25 25-30	адная Е 2,1 2,2 2,8 1,2 1,3 1,5 1,7 2,2	вропа 0 0 20 5 5 5 0	$15 \\ 20 \\ 10 \\ 40 \\ 65 \\ 85 \\ 115 \\ 120$	$ \begin{array}{r} 15 \\ 20 \\ 10 \\ 30 \\ 55 \\ 70 \\ 100 \\ 105 \\ \end{array} $	$ 15 20 10 60 70 90 120 120 \\ 120 $			

32

			Сре	днее число	о чагов г	роз
Номер кле- ток	Координаты географических пятиградусных клеток	R	холодное полуго- дие (I—III, X—XII)	теплое полуго- дие (IV—IX)	летние месяцы (VI—VII1)	год
$\begin{array}{c} 48\\ 49\\ 50\\ 51\\ 52\\ 53\\ 54\\ 55\\ 56\\ 57\\ 58\\ 59\\ 60\\ 61\\ 62\\ 63\\ 64\\ 65\\ 66\\ 66\\ 67\\ 68\\ 69\\ 70\\ 71\\ 72\\ 73\\ 74\\ 75\\ 76\\ 77\\ 78\\ 79\\ 80\\ 81\\ 82\\ 83\\ 84\\ \end{array}$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1,0 $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,0$ $1,1$ $1,2$ $1,6$ $2,3$ $1,0$ $1,1$ $1,2$ $1,4$ $1,9$ $2,4$ $1,2$ $1,1$ $1,2$ $1,4$ $1,9$ $2,4$ $1,2$ $1,1$ $1,2$ $1,3$ $1,9$ $2,3$ $4,7$ $2,0$ $1,8$ $2,0$ $2,1$ $2,2$ $2,7$ $4,0$ $5,4$	$\begin{array}{c} 50\\ 40\\ 220\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 10\\ 120\\ 130\\ 60\\ 40\\ 40\\ 20\\ 10\\ 190\\ 60\\ 100\\ 100\\ 100\\ 100\\ 100\\ 100\\ 100$	$\begin{array}{c} 70\\ 190\\ 170\\ 200\\ 320\\ 360\\ 110\\ 370\\ 560\\ 560\\ 560\\ 560\\ 560\\ 580\\ 240\\ 570\\ 940\\ 1010\\ 705\\ 770\\ 940\\ 1010\\ 705\\ 770\\ 380\\ 470\\ 910\\ 1090\\ 1090\\ 1000\\ 910\\ 770\\ 610\\ 400\\ 400\\ 400\\ 460\\ 400\\ 460\\ 380\\ 310\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 40\\ 120\\ 230\\ 150\\ 230\\ 280\\ 60\\ 230\\ 390\\ 450\\ 390\\ 450\\ 390\\ 415\\ 150\\ 390\\ 700\\ 720\\ 500\\ 570\\ 390\\ 700\\ 500\\ 570\\ 300\\ 230\\ 540\\ 700\\ 500\\ 530\\ 540\\ 440\\ 350\\ 140\\ 190\\ 240\\ 200\\ 150\\ 130\\ 120\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 120\\ 230\\ 230\\ 230\\ 230\\ 210\\ 330\\ 370\\ 170\\ 490\\ 690\\ 620\\ 680\\ 630\\ 590\\ 430\\ 630\\ 1040\\ 1150\\ 750\\ 870\\ 390\\ 840\\ 1200\\ 1530\\ 1480\\ 1800\\ 1660\\ 1000\\ 930\\ 930\\ 930\\ 730\\ 1140\\ 1230\\ 1340\\ 1960\\ 1550\\ 1260\\ $
	Итого	• • • •	11 890 15 912	20 395 21 585	$\begin{array}{c} 12\ 560\\ 13\ 008 \end{array}$	32 285 37 497

Примечание. k — поправочный коэффициент на удаленность очагов и приведение к одинаковой площади.

океана и суши, при этом изолинии весьма хорощо следуют за изменениями направления этой границы.

Распределение очагов гроз на Средиземном море получилось примерно такое же, как и по данным К. Н. Баркаловой [2], которая построила карту гроз для северного полушария на основе синоптических данных.

В табл. 1 данные об очагах гроз представлены отдельно но территории Европы и океана. По океану 77% очагов гроз приходится на холодную половину года, а по территории Западной Европы — 37%. По территории Западной Европы на три летних месяца (июнь—август) приходится 39% гроз, а по океану — только 9%.

З Заказ № 30

Годовое распределение очагов гроз по рассматриваемому району представлено на рис. 2 и 3, которые показывают, что распределение очагов гроз на территории океана противоположно распределению для суши. На океане в пределах 65—70° с. ш. с мая по октябрь грозовых очагов не наблюдалось. С ноября же по февраль было 84% всех гроз. Наибольшее число очагов гроз в этих широтах было в ноябре — 34%. На территории Европы в этих широтах грозовая деятельность наблюдалась только в летние месяцы (июнь—август). Максимум грозовой деятельности приходится на июль — 56%.



Рис. 1. Грозовая активность в районе Северо-восточной Атлантики и Западной Европы по данным об атмосфериках.

Для океана по всем широтам минимум в распределении гроз в течение года наблюдается в летние месяцы, а максимум — в осенне-зимние. Для территории Западной Европы (вплоть до 40° с. ш.) характерно обратное годовое распределение гроз, т. е. с максимумом в июне—июле. На 35—40° с. ш. в распределении очагов гроз имеется два максимума: один в мае, другой в октябре.

Суточный ход грозовой активности также различный для суши и океана. Характерным для суши является повышенная грозовая активность в дневные часы (13—20 час.), причем с уменьшением широты максимум грозовой активности смещается в сторону более поздних, часов. Так, для широты 55—70° с. ш. максимум приходится на 13 час. Южнее 55° с. ш. максимум лежит в пределах 14—20 час. Для океана максимум в суточном ходе грозовой активности наблюдается в ранние утренние часы (1—8 час.). Нока нет еще данных для более детальной характеристики суточного хода грозовой активности на океане, но

34



все-таки можно сказать, что ночные грозы на океане более частое явление, чем на суше.

Выводы

На основе пеленгования атмосфериков можно характеризовать грозовую деятельность одинаково успешно как на континенте, так и на обширных водных пространствах.

ЛИТЕРАТУРА

- Соловьев В. А. Грозовая активность на Европейской территории СССР. Труды ГГО, вып. 163, 1964.
 Баркалова К. Н. Грозовая деятельность в северном полушарии в 1963 г. См. паст. сб.
В. А. КУТЯВИН

37

ОТКЛОНЕНИЕ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ ОТ СРЕДНИХ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ НОРМ

Приводятся годовые отклонения грозовой активности от средних значений по территории Советского Союза.

Для изучения атмосферных радиопомех представляет интерес сравнение грозовой активности за отдельные годы со средними климатологическими нормами. Ввиду того что атмосферные помехи, действующие на радиоприемное устройство, обусловлены грозовой активностью на сравнительно большой территории, то необходимо оценить величину этих отклонений для больших территорий, что и было сделано в данной работе.

На территории Советского Союза было выделено несколько больших районов, в каждом из которых был взят ряд метеорологических станций, более или менее равномерно расположенных по территории района. Были выделены следующие районы с соответствующим количеством метеорологических станций, взятых для изучения:

Европейская территория СССР	34
Казахстан и Средняя Азия	31
Западная Сибирь	27
Восточная Сибирь	20
Дальний Восток	16

Как показатель грозовой активности изучалась климатологическая характеристика — годовое количество дней с грозой. Чтобы использовать однородный ряд, для вычисления средних норм грозовой активности был взят период с 1950 по 1962 г. Из всех 128 выбранных станций на 108 станциях был взят период наблюдений 13 лет, на 18 станциях — 12 лет и на 2 станциях — 11 лет. Данные наблюдений брались из таблиц ТМ-1.

Для каждого района вычислялось среднее за период годовое количество дней с грозой, приходящееся на одну станцию. Затем вычислялось среднее число дней с грозой, приходящееся на одну станцию в каждый из годов, после чего бралось отношение второго числа к первому как характеристика годового отклонения грозовой деятельности от нормы для данного района. Эти отношения, выраженные в процентах, представлены в таблице.

Как видно из таблицы, годовые отклонения грозовой активности, вычисленные для большого района, невелики и во много раз меньше

Год	Европей- ская тер- ритория, Союза ССР	Западная Сибирь	Казах- стан и Сред- няя - Азия	Восточ- ная Сибирь	Дальний Восток
$\begin{array}{c} 1950\\ 1951\\ 1952\\ 1952\\ 1953\\ 1954\\ 1955\\ 1956\\ 1957\\ 1958\\ 1958\\ 1959\\ 1960\\ 1961\\ 1962\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 81\\ 95\\ 100\\ 105\\ 114\\ 87\\ 103\\ 110\\ 92\\ 111\\ 96\\ 121\\ 86\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 113\\ 94\\ 93\\ 112\\ 91\\ 103\\ 122\\ 111\\ 94\\ 96\\ 82\\ 94\\ 104\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 100\\ 94\\ 90\\ 99\\ 114\\ 95\\ 100\\ 102\\ 103\\ 100\\ 100\\ 100\\ 102\\ 102\\ 102\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 94\\ 92\\ 97\\ 99\\ 104\\ 91\\ 119\\ 95\\ 94\\ 104\\ 120\\ 96\\ 104\\ \end{array}$	$112 \\ 103 \\ 115 \\ 124 \\ 87 \\ 100 \\ 95 \\ 118 \\ 72 \\ 90 \\ 127 \\ 97 \\ 77 \\ 77 \\ 77 \\ 77 \\ 77 \\ 77 \\ $
Среднее относительное отклонение, %	9,8	9,3	3,5	7,2	13,9

соответствующих отклонений, взятых по отдельным станциям. Можно также заметить, что эти отклонения уменьшаются по мере увеличения континентальности района.

К. Н. БАРКАЛОВА

39

ГРОЗОВАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В СЕВЕРНОМ, ПОЛУШАРИИ В 1963 г.

Приведено распределение грозовой деятельности над территорией северного полушария в зимний, весенний и летний сезоны 1963 г., а также дана качественная характеристика распределения атмосферных помех над этой частью земного шара.

Грозовая деятельность обычно развивается и проходит при различных синоптических условиях, но чаще грозы наблюдаются в областях пониженного давления с малыми барическими градиентами и в зоне фронтальных разделов. Кроме синоптических условий, на возникновение гроз большое влияние оказывают также местные особенности, как-то: подстилающая поверхность, орография местности, наличие крупных водоемов и др.

Для наглядного представления грозовой деятельности над территорией северного полушария были составлены ежемесячные карты гроз. С этой целью с приземных карт погоды Центрального института прогнозов выбирались грозы и зарницы, отмеченные как в сроки, так и между сроками наблюдений. В связи с неравномерностью густоты сети метеорологических станций был введен условный переводной коэффициент из расчета, что на площади квадрата 5° широты и 5° долготы должны располагаться три синоптические станции. Таким образом, было получено относительное количество гроз, наблюдавшееся ежемесячно над северным полушарием. Эти карты не дают абсолютного количественного значения числа гроз, но тем не менее, пользуясь ими, можно получить ясное представление о размещении грозоопасных районов на рассматриваемой территории.

Построенные карты свидетельствуют о том, что в тропических и экваториальных широтах преобладают грозы внутримассового характера, а в умеренных — фронтальные. Подсчет внутримассовых и фронтальных гроз производился отдельно по территории, расположенной к югу от 30° с. ш., и по территории, расположенной к северу от 30° с. ш. Эти подсчеты приведены в табл. 1, где дано (в процентах) количество гроз внутримассового и фронтального характера по отношению к общему количеству гроз, наблюдавшихся в указанных широтах.

Из таблицы видно, что за рассматриваемый период времени (с декабря 1962 г. по август 1963 г.) 90% гроз, наблюдавшихся над территорией, расположенной к югу от 30° с. ш., составляют внутримассовые грозы, а над территорией, расположенной севернее этой параллели, преобладают грозы фронтального происхождения — 76% общего количества гроз.

Таблица І

		Грозы			
Сезоны	Рассматриваемая территория	внутримассовые	розы фронтальные 24 88 9 82 11 74 10 76		
Зима́	от 0 до 30° с. ш.	76	24		
	от 30 до 90	12	88		
Весна	от 0 до 30	91	9		
	от 30 до 90	18	82		
Лето	от 0 до 30	89	11		
	от 30 до 90	26	74		
За три сезона	от 0 до 30,	90	10		
	от 30 до 90	24	76		

Анализ карт ежемесячного распределения гроз показывает, что зимой в северном полушарии грозовая деятельность развита слабо. Грозы отмечались над 13—15% всей территории. Большинство внутримассовых гроз наблюдалось в зоне экватора. Основные очаги их располагались над юго-востоком Азии (Индостаном и Индокитаем, Филиппинскими и Большими Зондскими островами), над экваториальной областью Африки, Карибским морем и побережьем Мексиканского залива.

Фронтальные грозы были отмечены над Средиземноморьем, где зимой преобладает циклоническая деятельность. Исландский минимум способствовал развитию фронтальных гроз над Атлантикой. Над Японией и западной частью Тихого океана грозы обусловлены циклонической деятельностью в районе алеутской депрессии.

Весной грозовая деятельность активизировалась и распространилась до 65° с. ш. Площадь, о́хваченная грозами, уже составляла примерно ¹/₃ всей территории северного полушария. Большинство грозовых очагов, наблюдавшихся зимой, сохранилось и усилилось. Наибольшей интенсивности они достигли над юго-востоком Азии, где весной, как правило, преобладает циклоническая деятельность. Кроме того, здесь большое количество гроз внутримассового характера было вызвано усилением пассатных воздушных течений.

В мае грозы распространились на бо́льшую часть Европейского материка, а максимальное количество их отмечено над районами с изрезанным рельефом (Балканский полуостров, Альпы, Карпаты и т. д.). Развитие циклонической деятельности способствовало также распространению гроз на бо́льшую часть континента Северной Америки и юг Азиатской территории СССР. В результате усиления гавайского максимума грозовая активность несколько ослабла над Тихим океаном.

Летом грозовая деятельность продолжала активизироваться и распространилась как на континенты, так и на моря и океаны, причем над водными поверхностями она развивалась значительно слабее, чем над сушей. Грозы наблюдались очень редко или вообще не наблюдались в отдельных районах с жарким и сухим климатом (северная часть Африки, Аравийский полуостров), в высокогорных областях с сухим и резко континентальным климатом (Иранское и Тибетское нагорья) и на побережье Ледовитого океана, где господствуют холодные воздушные массы арктического происхождения, а также на о. Гренландия и полуостровах Камчатка, Чукотка и Аляска.

На основании ежемесячных данных была составлена суммарная

карта распределения гроз в северном полушарии за девять месяцев (с декабря 1962 г. по август 1963 г.) (рис. 1). Из анализа этой карты видно, что над Европейским материком наиболее активно грозовая деятельность развивалась над центральной и южной частью Западной Европы, над юго-западными и центральными районами ЕТС, Кавказом и бассейном Северной Двины. Грозовая деятельность развивалась слабо над Вританскимй островами, севером Скандинавского полуострова, побережьем Ледовитого океана и в районе Прикаспийской низменности.

Над Азией наибольшей активности грозовая деятельность достигла в юго-восточной части материка (Индостан, Индокитай, Филиппины, Индонезия и большая часть Китая). Значительное количество гроз отмечено также над полуостровом Малая Азия, горными районами Средней Азии, южной и центральной частью Дальнего Востока и Восточной Сибири. Наименьшее количество гроз отмечено в прибрежных районах Ледовитого океана, над Чукоткой, Камчаткой, Аравийским полуостровом, Иранским и Тибетским нагорьями.

Над Северной Америкой грозовая деятельность развивалась в основном над бассейном р. Миссисипи и полуостровом Флорида. Отдельные грозовые очаги активизировались над западными йрибрежными районами Центральной Америки.

Над Африканским материком, расположенным в северном полушарии, максимум гроз приходится на экваториальную область (от 0 до 15° с. ш.). Севернее этой области грозовая деятельность резко ослабевает, а над пустынной территорией Сахары вообще не наблюдается. Известно, что между количеством гроз и числом атмосферных разрядов существует прямая зависимость, поэтому при анализе суммарной карты гроз можно сделать предположение о распределении разрядной деятельности в северном полушарии на этот период времени.

В результате всего вышесказанного видно, что наиболее подвержены влиянию атмосферных помех экваториальная часть Африки, юго-восток Азий, центральные и южные районы Западной Европы, полуостров Малая Азия, бассейн р. Миссисипи и полуостров Флорида. Несколько увеличена грозовая и разрядная деятельность над Европейской территорией Союза ССР и над большей частью Дальнего Востока и Восточной Сибири. Наименьшему влиянию атмосферных помех подвержены: побережье Ледовитого океана, Гренландия, полуострова Камчатка, Чукотка и Аляска, северная часть Скандинавии, Аравийский полуостров, Иранское и Тибетское нагорья н пустыня Сахара.

Грозовая деятельность в северной части Латинской Америки не рассматривалась из-за недостатка метеорологических данных на картах погоды.

Заключение

Наиболее активная грозовая и разрядная деятельность над территорией северного полушария отмечалась в экваториальной зоне Африки, на юго-востоке Азии, юге Западной Европы и над Северной Америкой в бассейне р. Миссисипи.

Наименьшему воздействию гроз и атмосферных помех были подвержены районы с жарким и сухим климатом (Аравийский полуостров и пустыня Сахара), высокогорные области с сухим и резко континентальным климатом (Иранское и Тибетское нагорья) и территории, над которыми господствовали холодные воздушные течения (побережье Северного Ледовитого океана, Гренландия и полуострова Камчатка, Чукотка и Аляска).

Б. Қ. ИНЬҚОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМ ДАЛЬНИХ АТМОСФЕРИКОВ

На основе анализа полученных осциллограмм подтверждается зависимость формы атмосферика не только от расстояния до источника, но и от направления распространения. В меридиональном направлении колебания затухают более резко, чем в широтном направлении. Изменение длительности последовательных квазиполуиериодов в зависимости от расстояния удовлетворительно описывается известной формулой, полученной в результате приближенного расчета.

Формы атмосфериков регистрировались в двух пунктах (Ленинград и Киев) с помощью одинаковой аппаратуры. У самого основания вертикальной антенны (высотой 10 м) был помещен катодный повторитель, предназначенный для согласования ее со входом усилительного тракта, имеющего полосу пропускания в пределах от 20 гц до 200 кгц (с неравномерностью по краям до 6 дб). Чтобы обеспечить регистрацию начала атмосферика, в усилительный тракт была введена линия задержки на 80 мксек. Пленка в фотоприставке протягивалась непрерывно со скоростью 38 мм/мин., поэтому была применена специальная схема, исключающая в течение 5—6 сек. после приема очередного атмосферика повторный запуск ждущей развертки регистрирующего осциллографа.

Кроме того, для более удобного разделения соседних осциллограмм пленка протягивалась в вертикальном направлении, так что атмосферики регистрировались поперек пленки.

Чтобы детальнее характеризовать форму атмосфериков, па каждом из пунктов регистрация производилась одновременно на двух осциллографах с длительностью развертки 200 и 800 мксек.

Осциллографирование форм атмосфериков производилось синхронно с работой Европейского куста пунктов пеленгования гроз, по наблюдениям которых определялось местоположение источников зарегистрированных атмосфериков. В качестве исходного материала были выбраны осциллограммы только тех атмосфериков, которые были синхронно зарегистрированы на обоих пунктах.

Изменение длительности атмосфериков в зависимости от расстояния их источников

Еще в 1939 г. при анализе наблюдений, проведенных в Слоу (на югозападе Англии), была замечена зависимость формы атмосфериков от направления их прихода [2]. Атмосферики имели 12—13 полуволн с амплитудами не менее одной десятой от максимальной, если источники располагались на западе (над Атлантикой), и только 7—8 полуволн, когда источники находились на юге и востоке (т. е. преимущественно над сушей). Однако атмосферики, возникающие на юго-западе (над океанами) и проходящие над водной поверхностью (вдоль берегов Испании, Португалии и Северной Африки), совпадали по характеристикам с атмосфериками, возникающими на востоке (над континентом). Поэтому указанные особенности нельзя объяснить только различными свойствами поверхностей, над которыми распространялись радиоволны. Аналогичный эффект наблюдался при измерениях напряженности поля длинноволновых радиостанций, проводившихся около 40 лет назад [3, 4]; предполагалось, что он вызван различным поглощением радиоволн при распространении вдоль и поперек магнитного поля Земли. Отмечалось также, что местное солнечное время остается постоянным вдоль всего у пути только при распространении по меридиану, но роль этого фактора менее ясна.

При обработке наблюдений, проводившихся в Ленинграде и Киеве, для каждого зарегистрированного атмосферика определялось число полуволн (n), имеющих амплитуду не меньше 0,2A (где A — максимальная амплитуда). Оказалось, что в среднем $n \approx 6$, поэтому атмосферики, для которых n > 7, можно называть «длинными». Как видно из табл. 1,

Таблица 1

Румб	C CB	В	ЮВ	ЮЮЗ	3	C3
Общее число атмосфериков	53,	14	90	196 166	109	17
Процент длинных атмосфериков		43	9	9 25	47	53

в которой данные о числе́ зарегистрированных атмосфериков распределены по восьми основным румбам, длинные атмосферики относительно часто встречаются в широтных направлениях (В, З, СЗ). Этот вывод только частично совпадает с результатами работы [2], так как, по нашей оценке, восточные и западные направления мало отличаются друг от друга.

Для каждого румба были подсчитаны также средние значения, представленные в табл. 2 в относительных единицах. Кроме наших данных (n_1) , в табл. 2 приводятся для сравнения аналогичные величины (n_2) , подсчитанные по материалам наблюдений, сделанных в ИЗМИР АН и опубликованных в статье [1].

		5. j				Таблин	1 a 2
Румб.	• •	С	CB B	ЮВ Ю	ЮЗ	3 (23
n_1	• •	0,7	0,8 1,2	0,9 1,0	1,1	1,3 1	,3
$n_2 \ldots$	• •		1,0 1,0	1,0 1,0	1,1	1,2 1	,3

Величины n_1 и n_2 , особенно для западных направлений, хорошо согласуются между собой, однако, по данным наблюдений в ИЗМИР АН, восточный румб не выделяется среди других восточных направлений. В работе [1] приводятся данные об изменении числа полупериодов (n) в зависимости от расстояния до источника (d), полученные на основании теоретических расчетов; при увеличении от 500 до 3000 км n возрастает от 5 до 8. Если подсчитать по данным нащих измерений среднюю удаленность источников атмосфериков, имеющих фиксированное число полуволн (n), получается аналогичный результат: d_{cp} (выраженное в табл. 3 в тыс. км) монотонно возрастает с увеличением n.

d_{cp}...

Таблица: З

Изменение длительности последовательных квазиполупериодов в сигнале атмосферика

Характерной особенностью атмосфериков, имеющих форму плавных колебаний, является постепенное увеличение длительности последовательных квазиполупериодов. Волноводная теория распространения при



Рис. 1. Изменение длительностей последовательных квазиполупериодов.

условии, что граничные поверхности являются идеально проводящими, дает следующую связь между длительностью квазипериода τ_i и време-



Рис. 2. Сопоставление экспериментальных данных с теоретической зависимостью $\tau_n = f(T_n)$.

нем T_i , отсчитываемым от начала атмосферика до середины рассматриваемого квазиполупериода τ_i :

$$T_{i} = \frac{d}{c} \left[\frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{\tau_{i}c}{2h}\right)^{2}}} - 1 \right], \quad (1)$$

где d — расстояние до источника атмосферика, c — скорость света, h — высота нижней границы ионосферы. По данным работы [5], величина h достаточно устойчива и может быть принята равной 85 км. Для сопоставления полученных нами экспериментальных материалов с указанной теоретической зависимостью $\tau_i = f(T_i)$ были определены средние значения длительностей последовательных квазиполупериодов атмосфериков $\left(\frac{\tau}{2}\right)$ по трем

интервалам удаленностей источников ($d_{cp} = 750$ км, $d_{cp} = 1250$ км, $d_{cp} = = 1750$ км). Для каждого из указанных расстояний сглаженный ход значений $\left(\frac{\tau}{2}\right)_i$ был представлен на графике (рис. 1) прямой линией. Суммируя снятые с графика сглаженные значения $\left(\frac{\tau}{2}\right)_i^*$, можно определить величины τ_i и T_i :

$$\tau_{i} = \left(\frac{\tau}{2}\right)_{i}^{*} + \left(\frac{\tau}{2}\right)_{i+1}^{*}, \qquad (2)$$
$$T_{1} = \frac{\tau_{1}}{2}, \qquad (3)$$

$$F_{i} = \sum_{k=1}^{k=i-1} \left(\frac{\tau}{2}\right)_{k}^{*} + \frac{\tau_{i}}{2} \quad (i > 1).$$

Полученные таким способом величины т и Т вместе с исходными представлены в табл. 4. Все данные в этой значениями И таблице выражены в микросекундах.

На рис. 2 теоретические кривые, вычисленные по формуле (1) длярасстояний d, равных 750, 1250 и 1750 км, сопоставлены с осредненными

				Tat	блица 4
			i		
	1	2	3	4	5
		d = 75	50 км		
$\left(\frac{\tau}{2}\right)$	48	51	100	80	145 .
$\left(\frac{\tau}{2}\right)^*$	30	58	85	112	140
τ	88	143	197	252	
T	44	102	187	300	—
		d = 12	250 км		
$\left(\frac{\tau}{2}\right)$	42	43	65	70	95
$\left(\frac{\tau}{2}\right)^*$	30	47	63	- 77	. 95
τ	77	110	140	172	
T	38	85	147	226	
i totan e		d = 1	750 км		
$\left(\frac{\tau}{2}\right)$	42	42	60	68	86
$\left(\frac{\tau}{2}\right)^*$	30	44	58	71	86
τ	74	102	129	157	
T	37	81	138	210	

экспериментальными данными об изменении т в зависимости от Т и d, взятыми из табл. 4. Несмотря на то что формула (1) выведена для весьма идеализированных условий, теоретические и экспериментальные данные удовлетворительно согласуются между собой. Это указывает, между прочим, на трудность оценки параметров нижней ионосферы по данным об атмосфериках.

ЛИТЕРАТУРА

Флигель Д. С. Синтез формы атмосфериков. Сб. «Распространение радиоволн и ионосфера». Труды ИЗМИР АН, вып. 17 (27). Изд. АН СССР, М., 1960.
 Lutkin R. S. The nature of atmospherics. Proc. Roy. soc., A 946, june 1939.
 Iokoyama E., Nakai T. East-west and north-south attenuations of long radio waves on the Pacific. Proc. Jnst. Radio Eng., 17, p. 1240, july 1929.
 Austin L. W. Preiminary note on proposed changes in the constants of the Austin Cohen transmission formula. Proc. Jnst. Radio Eng., 14, p. 377, june 1926.
 Hepburn F. Analysis of smooth type atmospheric waveforms. J. atm. terr. physics, yol. 19, No 1, p. 37, september 1960.

(4)

А. И. АСТАШЕНКО, К. А. СЕМЕНОВ

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ГРОЗОРЕГИСТРАТОРОВ

Сопоставлены показания однотипных грозорегистраторов с различной чувствительностью и с различными антеннами. Получена зависимость, связывающая между собой величину порога срабатывания, число принятых разрядов и время, в течение которого эти разряды были зарегистрированы. Приведены формулы для расчета эффективного радиуса действия грозорегистратора. С помощью выведенных формул сделан расчет средней интенсивности гроз в 1962—1963 гг. в отдельных районах Ленинградской области (около Воейково, Тихвина и Валаама). Полученные данные сравниваются с результатами регистрации числа грозовых разрядов в соседних странах (в Финляндии и Швеции) и с общими оценками грозовой активности.

1. Расчет эффективного радиуса действия грозорегистратора

В 1962—1963 гг. на полевой базе ГГО в Воейково и на метеостанциях Тихвин и Валаам работали одинаковые приборы, отличающиеся только в деталях от грозорегистратора ПРГ-1 [1]. В первую очередь были обработаны данные, полученные в Воейково в 1963 г. с помощью трех грозорегистраторов с одинаковыми антеннами, но различными порогами срабатывания E. Величина порога E характеризуется всюду амплитудой наименьшего контрольного сигнала, вызывающего срабатывание прибора. В табл. 1 указаны порядковые номера этих приборов i(1, 2, 3), пороги срабатывания E_i (в вольтах), суммарное время t_i (в часах), в течение которого регистрировались разряды, общее число зарегистрированных разрядов g_i , а также относительные числа (E_1/E_i)², (t_i/t_1)², (g_i/g_1). Значения t_i и g_i даны для всего летнего сезона 1963 г.

Таблица 1

and the second			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
l	Ei	t _i	gi	$(E_{1}/E_{i})^{2}$	$(t_i/t_1)^2$	(g_i/g_1)
$\begin{array}{c}1\\2\\3\end{array}$	1,5 0,7 0,3	274 604 1439	2 534 11 275 73 126	1 4,4 25	1 4,8 28	$1\\4,4\\29$

Как видно из табл. 1, с вполне удовлетворительной точностью можносчитать, что

$$\left(\frac{g_i}{g_1}\right) = \left(\frac{t_i}{t_1}\right)^2 = \left(\frac{E_1}{E_i}\right)^2.$$
 (1)

Кроме того, при сравнении показаний грозорегистраторов с одинаковой чувствительностью и с одинаковыми по длине вертикальными антен-

нами были обнаружены расхождения в числе зарегистрированных разрядов, зависящие от величины *h* (высоты нижнего конца антенны над поверхностью земли в метрах). По данным наблюдений, значения *g*_i приблизительно пропорциональны значениям *h*_i

$$\frac{g_i}{g_1} = \frac{h_i}{h_1} \,. \tag{2}$$

Допустим, что среднее число разрядов на единицу площади не зависит от расстояния до пункта (такое допущение делается обычно при теоретических расчетах). Тогда

$$\frac{g_i}{\pi (R_i)^2} = \text{const}, \tag{3}$$

где R_i — эффективный радиус действия прибора и, следовательно,

$$R_i = R_1 \sqrt{\frac{g_i}{g_1}}.$$
 (4)

Подставляя в формулу (4) значения g_i/g_1 из (1) и (2), получим,

$$R_{i} = R_{1} \sqrt{\frac{g_{i}}{g_{1}}} = R_{1} \sqrt{\frac{h_{i}}{h_{1}}} = R_{1} \frac{t_{i}}{t_{1}} = R_{1} \frac{E_{1}}{E_{i}}.$$
 (5)

В табл. 2 приведены значения R_i (в км) для группы приборов с одинаковым порогом E=1,5 в. Значения R_i вычислялись по формуле (5), причем в качестве опорного был взят прибор с $h_1=8,5$ м, для которого значение $R_i=18,5$ км было определено в работе [2].

Таблица 2

h _i	$\left(\frac{g_i}{g_1}\right)$	 R_i (h)	<i>R</i> _i (g)	Год
2,3 4,2 5,8 8,5 12,2	0,28 0,52 0,68 1,00 1,42	9,6 13,0 15,3 22,2	9,8 13,3 15,2 22,0	1961 1962 1961 1961 1961 1961

Для краткости здесь и ниже через $R_i(h)$, $R_i(g)$, $R_i(E)$, $R_i(t)$ обозначены величины R_i , вычисленные соответственно по значениям h, g, E, t. В табл. З даны вычисленные значения R_i для второй группы приборов с одинаковыми h_i , равными 2,3 м и различными E_i . В качестве опорного здесь был взят прибор с порогом E=1,5 в. Значение R, равное 9,7 км, было определено для этого прибора в 1961 г.

Таблица З

Ei	gi		• R _i (E)	<i>R</i> _i (g)	$R_i(t)$	Год
1,5 0,7 0,3	$2534 \\ 11275 \\ 73126$	274 604 1439	20,4 48,5	20,4 52,0	21,3 51,4	1963 1963 1963

Как видно из табл. 2 и 3, рассчитанные значения R для каждого отдельного прибора хорошо согласуются между собой. Этот вывод на-

глядно подтверждается графиком, приведенным на рис. 1. Кривая 1 построена по формуле для прибора с E=1,5 в

$$R = 18,5 \, \sqrt{\frac{h}{8,5}}. \tag{6}$$

Экспериментальные точки нанесены по данным наблюдений в Воейково в 1961—1963 гг. Зависимость R от $\sqrt{g^*}$, $\sqrt{h^*}$, t^* и E^* представлена кривой 2; за основной прибор здесь взят грозорегистратор с R ==9,7 км, который работал все три сезона. Значками g^* , h^* , t^* и E^* обозначены относительные значения g, h, t и E. Следует подчеркнуть, что приводимые здесь оценки R справедливы только в том случае, когда среднее число грозовых разрядов на единицу площади не зависит от



Рис. 1.

1 — зависимость R_i от высоты основания антенны h над уровнем земли при E=1,5 в; 2 — зависимость R_i от Y_i где Y соответствует g^* , h^* , t^* и E^* , при h=2,3 м.

расстояния до пункта. Все данные, использованные в этом разделе, получены с помощью грозорегистраторов, установленных в Воейково. Полная согласованность результатов служит подтверждением того, что указанное допущение в данном случае оправдывается.

2. Влияние параметров входной части грозорегистратора на его характеристики

Влияние одного из таких параметров (h) уже было рассмотрено в п. 1. Выделение этого параметра (высоты нижнего конца антенны над поверхностью почвы) объясняется тем, что влияние его наименее очевидно, не было сначала замечено и до сих пор не получило простого физического объяснения. Для более детального выяснения зависимости показаний прибора от величины h в 1963 г. один из грозорегистраторов работал с антенной, нижний конец которой был закреплен у поверхности почвы (h=0). Сначала этот «нулевой» прибор был отрегулирован так, чтобы E=1,5 в, позднее порог был снижен до 0,3 в. В табл. 4 сопоставлены данные, полученные одновременно с помощью четырех грозорегистраторов, и приведены вычисленные значения эффективного радиуса действия нулевого прибора R(0, g), R(0, t). При расчете R(0, g),R(0, t) показания нулевого прибора сравнивались с показаниями каждого из остальных приборов. Все сравниваемые приборы имели верти-

Таблица 4

Таблина

A. 1		•	et a second				
 Индекс прибора	- h	E	R	g	t	R (0, g)	R (0, t)
0 1 2 3	0 2,3 2,3 2,3 2,3	1,5 1,5 0,7 0,3	$ \begin{array}{ c c} & \overline{9,7} \\ & 21 \\ & 51,7 \end{array} $	14 263 1 482 6 954	5 34 55 90		1,4 1,9 2,8
0 1 2 3	0 2,3 2,3 2,3	0,3 1,5 0,7 0,3	$ \begin{array}{c c} & \overline{9,7} \\ & 21 \\ & 51,7 \end{array} $	$1 \\ 1 \\ 1 \\ 315 \\ 4 \\ 620 \\ 25 \\ 657$	93 116 210 397	9,2 10,7 11,1	7,8 9,2 11,9

кальные антенны одинаковой длины (l=3,5 м). При h=0 эффективный радиус действия и, следовательно, эффективность антенны, примерно в 5 раз меньше, чем при h=2,3 м.

Иа основании обших соображений можно предполагать, что эффективный радиус R пропорционален длине вертикальной антенны l. Для экспериментальной проверки зависимости R от l был установлен грозорегистратор с укороченной антенной (l=1 м) и порогом срабатывания. E=1,5 в (который был затем снижен до 0,3 в). Результаты сравнения этого прибора (обозначенного индексом 4) с тремя типовыми приборами (l=3,5 м) приведены в табл. 5, составленной аналогично табл. 4.

					and the second second		<u>- 8</u> 5775
Индекс прибора	1	E	R	g	t	R (4, g)	R (4, t)
	$ \begin{array}{c} 1 \\ 3,5 \\ 3,5 \\ 1 \\ 3,5 \\ 3,$	$ \begin{array}{c} 1,5\\ 1,5\\ 0,7\\ 0,3\\ 0,3\\ 1,5\\ 0,7\\ 0,3\\ 0,7\\ 0,3\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 9,7 \\ 21 \\ 51,7 \\ \overline{},7 \\ 21 \\ 51,7 \\ 51,7 \\ \end{array} $	$9 \\ 381 \\ 1 859 \\ 6 666 \\ 866 \\ 1 306 \\ 4 390 \\ 23 553$	6 32 42 51 61 110 166 390	1,5 1,4 1,9 7,9 9,2 9,8	1,8 3,0 6,1 5,3 7,8 8,1

В данном случае для всех четырех приборов h=2.3 м. Уменьшение длины антенны в 3,5 раза вызвало уменьшение эффективного радиуса R в 3,7 раза при E=1,5 в и в 6,2 раза при E=0,3 в. Оценка изменения R сделана, как и выше, по осредненным значениям, однако в данном случае даже средние R значительно отличаются друг от друга. Очевидно, менее надежны значения R (4), полученные при E=1,5 в (небольшой период наблюдений, малые значения g, t). Используя более вероятное значение R (4), полученное при E = 0,3 в, следует сделать вывод, что в действительности R уменьшается значительно больше, чем предполагалось. Следовательно, при элементарной оценке не учитываются факторы, оказывающие значительное влияние на величину R. Характеристики прибора зависят также от емкости фидера Сф. В табл. 6 показания прибора с укороченным фидером (Сф=136 пкф) сравниваются с показаниями типовых приборов (С_ф=960 пкф). Все сравниваемые приборы имели одинаковые вертикальные антенны (1= $=3,5\,$ м, $h=2,3\,$ м). Так как подсчет разрядов, принятых грозорегистра-

Заказ № 30

Таблица б

Индекс прибора	Сф	E	g	R (5, g)
$5\\1\\2\\3$	136 960 960 960	$\begin{array}{c ccccc} 1,5 & & & & & \\ 1,5 & & & & 9,7 \\ 0,7 & & & & 21 \\ 0,3 & & & & 51,7 \\ \end{array}$	11 675 1 317 4 716 29 839	29,0 32,6 32,2

тором с укороченным фидером, производился с помощью счетчика (без регистрации показаний на ленте), эффективный радиус вычислялся только по числу разрядов. Заметим, что сигнал, снимаемый с емкостного делителя, образованного емкостями C_a (емкость антенны) и C_{ϕ} , при $C_a \ll C_{\phi}$ будет изменяться приблизительно обратно пропорционально C_{ϕ} . Фактически при уменьщении C_{ϕ} в 7 раз эффективный радиус и, следовательно, чувствительность прибора увеличились только в 3 раза. Это расхождение объясняется влиянием других элементов входной части прибора.

Наиболее неожиданный вывод получился при сравнении грозорегистраторов с антеннами различного типа. Для оценки влияния типа антенны один из грозорегистраторов был снабжен горизонтальной антенной с двумя одинаковыми лучами, расположенными под прямым углом. Общая длина антенны l=3,5 м, высота над поверхностью почвы h=4 м. Фидер имел такую же длину и емкость, как у типовых приборов, но был подключен к средней точке антенны в том месте, где сходятся оба луча. Данные, полученные по приборам с антеннами различного типа, приведены в табл. 7 (прибору с горизонтальной антенной присвоен индекс 6). По эффективности горизонтальная антенна отличается от вертикальной антенны такой же длины всего на 20%. В дальнейшем интересно выяснить зависимость эффективного радиуса действия от длины l и высоты h горизонтальных антенн, подобно тому как это было сделано для вертикальных антенн.

Таблица 7

Индекс прибора	Тип антенны	E	R	g	t	R (6, g)	R (6, t)
$\begin{smallmatrix} 6\\1\\2\\3\end{smallmatrix}$	Горизонтальная Вертикальная "	1,5 1,5 0,7 0,3	9,7 21 51,7	$\begin{array}{r} 665\\ 1\ 242\\ 4\ 261\\ 23\ 964\end{array}$	58 106 162 289	7,1 8,4 8,8	5,3 7,6 10,3

В заключение приведем сводную табл. 8, в которой указаны параметры всех грозорегистраторов, работавших в Воейково в 1963 г., и даны суммарные результаты обработки наблюдений. В графе T указана общая продолжительность работы каждого прибора в часах (включая те периоды, когда гроз в районе пункта не было). Площадь $S \, \text{км}^2$ к которой следует относить зарегистрированное число разрядов, равна πR^2 , где R — эффективный радиус действия прибора. Среднее число разрядов, приходящееся на единицу площади (км²) в единицу времени (час), обозначено через G. Значения остальных величин и принятых для них единиц измерения указаны выше. В графе A указывается тип антенны (в — вертикальная, г — горизонтальная).

Наибольшее $(2,6\cdot10^{-3})$ и наименьшее $(0,6\cdot10^{-3})$ значения G были получены по приборам с очень маленьким радиусом действия $(R\sim2$ км),

Таблица 8

 Индекс прибора	E	1	k	A	Ċф	R	S	g	Ţ	$G \cdot 10^{3}$
1 2 3 0 0 4 4 5 6	1,50,70,31,50,31,50,31,51,5	3,5 3,5 3,5 3,5 3,5 1 3,5 3,5	2,3 2,3 2,3 0 2,3 2,3 2,3 2,3 4	B B B B B B B C	960 960 960 960 960 960 960 136 960	9,7 21,0 51,7 2,1 10,0 1,6 8,0 31,3 7,9	300 1400 8400 14 314 8 200 3200 196	$2 534 \\ 11 275 \\ 73 126 \\ 14 \\ 1 184 \\ 16 \\ 866 \\ 11 675 \\ 665 \\ $	3663 3590 3623 1698 1754 776 1776 1776 1744 1730	2,3 2,2 2,4 0,6 2,2 2,6 2,3 2,0 2,1

которые работали неполный сезон и зарегистрировали примерно по 15 разрядов. Естественно, что по этим двум приборам величина G определяется с наименьшей точностью, так как всякие случайные факторы могли быть причиной значительных ошибок. Значения G, полученные по данным семи остальных приборов, практически совпадают (отклонения отдельных величин от среднего значения лежат в пределах $\pm 10\%$).

3. Грозовая активность в нескольких пунктах Ленинградской области

Зная эффективные радиусы действия грозорегистраторов, можно закончить обработку наблюдений, проводившихся в 1962—1963 гг. в трех пунктах Ленинградской области (Воейково, Тихвин, Валаам). Каждый из пунктов был снабжен комплектом типовых приборов с порогами срабатывания 1,5; 0,7 и 0,3 в. Радиусы действия этих приборов, как было найдено выше, равны соответственно 9,7; 21 и 51,7 км, а площади S, к которым нужно относить общее число зарегистрированных разрядов, составляют, следовательно, 300, 1400 и 8400 км². В табл. 9 приводятся величины G* и G, где G* — среднее число разрядов на км² за сезон, G — среднее число разрядов на км² в час. Наибольшие значения G* и G были получены для Тихвина, что согласуется с опубликованной ранее оценкой распределения грозовой активности в Ленинградской области [3].

Таблица 9

51

			1962	2 r.		15			196	63 г.		
		G *		i i i	$G \cdot 10^{3}$		1	G*			$G \cdot 10^{3}$	
Пункт		Эффективный радиус, км										
	10	21	52	10	21	` 52	10	21	52	10	21	52
Воейково	3,2	4,3	3,4	0,9	1,2	1,0	8,4	8,1	8,7	2,3	2,2	2,4
Валаам	4,3	2,5	3,0	1,9	1,1	1,3	5,4	2,7	5,9	2,0	1,0	2,3
Тихвин	25,3		14,7	9,1	8,7	5,4		48,9		20,4	15,2	11,0

Следует обратить внимание на то, что, по наблюдениям в Тихвине и Валааме, средняя плотность разрядов заметно изменяется в зависимости от расстояния до пункта. Так как при расчете эффективного радиуса действия прибора предполагается, что средняя плотность разрядов не зависит от расстояния до пункта, принятые значения *R* и вычисленные по ним величины G, G* для Тихвина и Валаама нужно рассматривать в качестве первого приближения к истинным значениям соответствующих величин. Возможно, что специфические условия, в которых находится Валаам (пункт расположен на скалистом острове с очень малой проводимостью почвы и окружен водой), потребуют некоторой дополнительной корректировки данных.

Сопоставляя данные по годам, можно отметить значительный рост грозовой активности в 1963 г. по сравнению с 1962 г. (для Воейково и Тихвина в 2 раза, для Валаама в 1,3 раза).

4. Сопоставление полученных результатов с данными, приведенными в других работах

Сначала в Швеции, а потом и в Финляндии была создана сеть станций, снабженных грозорегистраторами; шведская сеть насчитывает около 100 станций, в Финляндии в 1960 г. приборы работали на 24 станциях, в 1961 г. — на 27 и в 1962 г. — на 44 станциях. На шведских и финских станциях установлены грозорегистраторы фабричного производства (системы Пирса—Гольда), которые были закуплены в Англии. Считается, что эти грозорегистраторы отмечают в основном только разряды на землю. Поэтому для сопоставления наших результатов с данными наблюдений финской и шведской сети необходимо оценить соотношение между числом внутриоблачных разрядов и числом разрядов на землю. Соотношение между ними, по данным визуальных наблюдений в Воейково, колебалось от 4:1 (в 1961 г.) до 1,1:1 (в 1962 и 1963 гг.). Учитывая малочисленность наблюдений в 1962 и 1963 гг. и тенденцию к занижению рассматриваемого соотношения (внутриоблачные разряды менее заметны и значительная часть их может быть пропущена), первую оценку (4:1) следует считать более надежной.

С помощью этой оценки можно ориентировочно подсчитать среднее число разрядов на землю, используя данные относительно общего числа всех разрядов, регистрируемых нашими приборами. Полученные величины (G_3^*) сопоставлены с финскими данными в табл. 10, где указывается среднее число разрядов облако—земля на 1 км² за сезон (т. е. фактически за год). Данные наблюдений финских станций опубликованы в [4, 5].

Таблица 10

Место наблюдений	1960 г. 196	1 г. 1962 г.	1963 г.
Финляндия (в среднем по всем станциям)	1,4 2	,5 0,9	
Воейково		$\begin{array}{c c} - & 0,8-1,1\\ - & 0,6-1,1\\ - & 3,7-6,3 \end{array}$	$\begin{array}{c} 2,0-2,2\\ 0,7-1,5\\ 12 \end{array}$

Как видно из табл. 10, наиболее часто встречаются значения G_3^* порядка 1—2. Заметим, что в среднем для всех шведских станций было получено в 1958 г. более низкое значение G_3^* , равное 0,5 [6]. Интересно, что данные непосредственных измерений подтверждают

Интересно, что данные непосредственных измерений подтверждают типичность одной из составляющих примерного баланса токов в атмосфере, приводимого во всех учебниках (так как один разряд приносит в среднем —20 к, при $G_3^* = 1$ ток молний приносит — 20 к/км² год).

Этот пример показывает, что с помощью простых приборов можно будет получить сведения, важные для решения одной из основных проблем атмосферного электричества.

5. Относительный суточный ход числа грозовых разрядов

Благодаря тому что в грозорегистраторе имеется записывающее устройство, для каждого прибора можно было составить таблицы ежечасных данных, по которым легко вычислить средний суточный ход числа разрядов. Результаты таких подсчетов, сделанных для 1962— 1963 гг., представлены в виде графика относительного суточного хода числа зарегистрированных разрядов (по гринвичскому времени) (рис. 2). Сравнение кривых для отдельных пунктов приводит к выводу о стабильности среднего суточного хода числа грозовых разрядов. Этот



Рис. 2.

1 — суточный ход площади, занятой грозами в Африке и Европе; 2, 3 и 4 — относительный суточный ход числа грозовых разрядов соответственно по пунктам Воейково, Валаам и Тихвин по прибору с R_i=52 км.

вывод может показаться очевидным, так как расстояния между пунктами сравнительно малы (порядка 200 км). Однако с этими кривыми практически совпадает также кривая суточного хода площади, занятой грозами в Африке и в Европе. Для объяснения устойчивости формы кривых ссылка на то, что сравниваемые пункты расположены вблизи центрального меридиана этих материков, очевидно, недостаточна (совпадение местного времени указывает только на синфазность кривых).

К более частным характеристикам, которые могут иногда понадобиться при решении отдельных задач, относится, например, соотнощение дневных и ночных гроз [3]. В статье [3] это соотношение оценивалось по метеорологическим данным о продолжительности гроз. По записям грозорегистраторов за 1962—1963 гг. активность дневных и ночных гроз характеризуется величинами, приведенными в табл. 11. Эти величины

. Пункты	Дневные грозы	Ночные грозы
Воейково Валаам Тихвин	81 81 75 	19 25 21

53

Таблица 1)

в среднем хорошо согласуются с данными о соотношении дневных и ночных гроз, полученными другим методом [3]. Заметим, что к дневным относились грозы, наблюдавшиеся в период с 9 до 21 часа; остальные грозы считались ночными.

Выводы

1. Различные способы определения эффективного радиуса действия грозорегистратора путем сравнения его параметров или показаний (за достаточно длительный период) с параметрами или показаниями грозорегистратора с известным радиусом действия в большинстве случаев дают близкие результаты.

2. При установке приборов в разных пунктах необходимо обращать внимание на то, чтобы все параметры антенно-фидерного устройства грозорегистраторов были одинаковы. Следует подчеркнуть, что внешне очень похожие антенны могут отличаться по своим характеристикам более резко, чем антенны, различие которых видно с первого взгляда.

3. Грозовая активность в отдельных пунктах Ленинградской области по данным измерений с помощью грозорегистраторов характеризуется величинами порядка нескольких разрядов на км² в год (считая только удары на землю). Подобные величины получаются также по данным измерений в соседних странах.

4. Обнаружена большая устойчивость формы кривой среднего суточного хода числа грозовых разрядов.

5. Установка в одном пункте нескольких однотипных приборов с различной чувствительностью позволяет получить сведения, важные для уточнения эффективного радиуса действия приборов и оценки качества наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. З наменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым грозорегистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960. 2. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозовых разрядов. Труды ГГО,
- вып. 146, 1963.
- З. Асташенко А. И., Лыдзар П. С., Махоткин Л. Г. Грозовая активность в Ленинградской области в 1961 г. Труды ГГО, вып. 146, 1963. 4. Nevalainen U., Leino K. Blixträknarverksamhet i Finland år 1960. Kraft och
- Ljus, N 2, 1961.
- 5. Nevalainen U., Anthoni P. Blixträknarverksamheten i Finland år 1962. Kraft
- 6. Müller Hillebrand D. Lightning counter and results obtained in Sweden during the thunderstorm period 1958. TVF (Tehn.—Vetensk. Forskn.), No 6, 30, 1959.

Б. К. ИНЬКОВ

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ ФОРМ БЛИЖНИХ Атмосфериков

На основе экспериментальных материалов дается разделение форм ближних атмосфериков на типы в зависимости от удаленности. Отмечается сглаживание форм атмосфериков с ростом расстояния до их источников.

Для проведения регистрации форм ближних атмосфериков и для определения местоположения их источников около Ленинграда была организована специальная сеть, состоящая из четырех пунктов. На каждом пункте были установлены пеленгаторы, при помощи которых определялось местоположение источников зарегистрированных атмосфериков. На двух пунктах проводилась регистрация формы атмосфериков. Сеть пеленгационных пунктов, имеющая базы порядка 100 км, была размещена с таким расчетом, чтобы обеспечить уверенное пеленгование грозовых очагов, расположенных в радиусе 250—300 км. Основные параметры аппаратуры, применяемой для регистрации формы атмосфериков, следующие: полоса пропускания канала усиления 20 гц — 200 кгц при неравномерности в 6 дб, длительность развертки 300 мксек., время задержки сигнала в канале усиления 80 мксек.

Регистрация осуществлялась путем фотографирования изображения с экрана осциллографа на стандартную фотопленку шириной 35 мм. Эта пленка протягивалась специальным устройством со скоростью 38 мм/мин. Наложения изображений быстро следующих друг за другом атмосфериков, а также наложения последующих частей атмосферика на их начальную часть устранялись путем применения блока; который допускал запуск развертки осциллографа не чаще, чем через 6 сек.

Емкостный делитель, имеющийся на входе антенного катодного повторителя, давал возможность получить два предела чувствительности: первый обеспечивал регистрацию атмосфериков, имеющих амплитуды до 10 в/м, второй — до 100 в/м.

Обычно регистрация проводилась на первой чувствительности, но в случае приближения грозы регистрация продолжалась на второй чувствительности. Приближение грозы отмечалось при помощи грозорегистраторов [1], которыми были снабжены пункты регистрации формы атмосфериков.

Синхронность определения азимутов на пунктах пеленгации с моментом регистрации формы атмосферика достигалась следующим образом. На командном пункте синхронизация осуществлялась за счет запуска блока подсветки пеленгатора от импульса подсветки осциллографа, регистрирующего форму атмосферика. В результате на экране пеленгатора подсвечивались импульсы, соответствующие только регистрируемым атмосферикам. Для передачи сигналов синхронизации на другие. пункты пеленгования и регистрации формы атмосфериков использовались ультракоротковолновые радиостанции. Через центральную радиостанцию, установленную на командном пункте, передавались кодовые сигналы, позволяющие определить порядок наблюдения, а также сигналы синхронизации, указывающие момент регистрации.



150 Рис. 1. Характерные формы ближних атмосфериков.

200

250

300 MKCEK.

-8 -10

50

100

Кодовые сигналы передавались вручную при помощи телеграфного ключа, а синхронизирующие сигналы — автоматически через командное реле, запуск которого осуществлялся также от импульса подсветки осциллографа, регистрирующего форму атмосфериков на командном пункте.

Естественно такая визуально-слуховая система не могла обеспечить полной синхронизации, поэтому случаи несинхронных отсчетов азимутов выявлялись при прокладке пеленгов на планщете, а случаи несинхронных регистраций формы обнаруживались при сравнении осциллограмм, зарегистрированных на командном пункте, с осциллограммами, полученными на другом пункте. Выделенные таким образом несинхронно зарегистрированные атмосферики отбраковывались и в обработку не включались.

За время наблюдений было получено и обработано около 900 осциллограмм главных разрядов ближних атмосфериков. Они были распределены по трем типам. Формы, характерные для каждого из выделенных типов главных разрядов, представлены на рис. 1. Тип I характеризуется крутым передним фронтом, большой первой амплитудой и практически

отсутствием второго квазиполупериода. Тип II характеризуется еще достаточно крутым передним фронтом, но менее крутым, чем в типе I, и наличием довольно плавного второго квазиполупериода, амплитуда которого всегда меньше амплитуды первого квазиполупериода. Тип III характеризуется более плавными формами, чем предыдущие типы, причем амплитуда первого квазиполупериода не является максимальной. Форма первого квазиполупериода в этом типе еще сохраняет сравнительно крутой подъем и более плавный спад, характерные для первых двух типов атмосфериков. Приводимая ниже табл. 1 содержит средние параметры форм атмосфериков для каждого из указанных выше типов.

T_{i}	a	б	л	И	Ц	a]

Тоблино 9

Тип	Число случаев	Средняя удален- ность, км	Среднее значение модуля максималь- ной ампли- туды, в/м	Средняя длитель- ность пе- реднего фронта, мксек.	Средняя крутизна переднего фронта, в/м мксек.	
I	172	85	10,5	9	1,1	
II	622	155	6,0	11	0,6	
ш	54	180	4,5	19	0,2	

Как видно из этой таблицы, тип I форм включает в себя атмосферики, удаленность источников которых невелика. Эти атмосферики имеют небольшую длительность и большую крутизну переднего фронта.

Тип II включает в себя атмосферики, приходящие от более удаленных источников, в результате чего их формы несколько сглаживаются. Это заметно по увеличению длительности и уменьшению крутизны переднего фронта.

Тип III характерен для атмосфериков, приходящих с еще больших расстояний. Форма атмосфериков этого типа еще более сглажена, что подтверждается значениями средней длительности и крутизны переднего фронта (табл. 1). Однако распределение указанных выше типов по расстояниям до их источников не является четким и проявляется только в среднем, причем разброс значений удаленностей в каждом конкретном

		-	аолица 2
Интервал удаленности, км	Число случаев	Длитель- ность перед- него фронта, мксек.	Крутизна переднего фронта, в/м мксек.
30—50	78	10	1,2
51—100	242	10,5	0,8
101—150	208	11	0,5
151—200	154	12,5	0,5
201-250	87	12,5	0,5
251—300	54	13,5	0,4
301 и более	42	14,5	0,3
			· · · · · ·

случае весьма велик. Иллюстрацией этого может служить табл. 2, в которой приведены значения средней длительности и средней крутизны переднего фронта по 50-километровым интервалам удаленности.

Из табл. 2 видно, что длительность переднего фронта, осредненная по интервалам удаленностей, растет значительно медленнее, чем можно было бы ожидать по данным табл. 1.

Это объясняется тем, что атмосферики типа III, для которых характерна большая длительность переднего фронта, регистрировались значительно реже, чем атмосферики типа II.

ЛИТЕРАТУРА

1. З наменский А. А. Инструментальная регистрация гроз полупроводниковым регистратором ПРГ-1. Труды ГГО, вып. 110, 1960.

С. Е. ОГУРЯЕВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЯ Атмосферных радиопомех в широкой полосе частот

Представлены результаты исследования поля атмосферных радиопомех в полосе 1,5—16 кгц за период март 1963 г. — январь 1964 г. и показана возможность аппроксимации наблюдаемых кривых по закону

 $P(E) = \left[1 + \left(\frac{E}{E_{50}}\right)^q\right]^{-1}.$

В последние годы во многих странах проводятся исследования, позволяющие обнаружить вполне определенную закономерность в распределении огибающей напряженности поля атмосферных радиопомех. Эти исследования, проводимые с помощью различной аппаратуры, но по сходным методам, позволяют определить относительное время, в течение которого напряжение огибающей атмосферных радиопомех превосходит заданный пороговый уровень. Измерения поля атмосферных радиопомех проводятся на самых различных участках радиочастот, применяемых для целей радиосвязи. Что касается полосы пропускания, то она, как правило, не превышает полосы пропускания радиоприемников, применяемых для целей связи. Подобные измерения проводились и в Советском Союзе. Так, например, в ИЗМИР АН для аналогичных работ пользовались радиоприемниками с полосой пропускания порядка 500 гц и меньше [2]. В отделе атмосферного электричества ГГО в 1963 г. проводились наблюдения, в которых применялась аппаратура с широкой полосой пропускания.

Для приема сигналов использовалась штыревая антенна высотой-2,82 м, соединенная с линейным усилителем коаксиальным кабелем. Линейный усилитель предназначен для усиления сигналов атмосферных помех. Его полоса пропускания лежит в пределах 1,5—16 кгц. Неравномерность частотной характеристики на рабочем участке не превышает 5 дб.

Сигналы атмосферных помех, усиленные в линейном усилителе, поступают на программирующее двухканальное устройство (ПДУ), которое производит преобразование исследуемого непрерывного случайного напряжения в дискретное и подсчитывает количество превышений исследуемого напряжения над заданным пороговым уровнем (автоматически изменяющимся при каждом цикле наблюдений). ПДУ обеспечивает автоматическую запись десятичными знаками отношения количества превышений к количеству испытаний за определенный промежуток времени. ПДУ производит одновременные отсчеты превышений поля обеих полярностей — положительных и отрицательных.

Наблюдения производились в пос. Воейково, Ленинградской области. Приемная антенна располагалась на достаточном удалении от источников индустриальных помех. В схеме линейного усилителя были предусмотрены изменения, позволившие устранить помехи радиовещательных станций средневолнового и длинноволнового диапазонов. Наблюдения производились один раз в месяц сериями по 48 час. В течение серии ре-



Рис. 1. Распределение занятого времени P(%) для положительных и отрицательных превышений поля атмосферных радиопомех в зависимости от порога E, измеренное в Воейково 17 марта 1963 г. в срок 6 час. 17 мин. — 7 час. 56 мин. по московскому времени. гистрировались превышения поля поочередно на уровнях 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 и 100 мв/м. Длительность наблюдений на каждом уровне составляла 9 мин. За это время производилось 107 сравнений огибающей напряженности поля с заданным пороговым уровнем. Длительность одсравнения составляет ного 1,4 мксек. Интегральный закон распределения вероятности случайного напряжения удобно выразить в процентах «занятого времени».

Под термином «занятое время» понимается такое время (выраженное в процентах от общего времени измерения), в течение которого суммарное поле исследуемого напряжения превышало заданный пороговый уровень.

Поскольку в какое-то мгновение суммарное поле может иметь только один знак, то общее количество превышений (положительных и отрицательных) не должно быть больше 100% занятого времени. Длительные измерения по-

казали, что общее количество превышений в большинстве случаев делится поровну между положительными и отрицательными превышениями. В настоящей статье мы рассмотрим только положительные превышения, имея в виду, что для большого числа измерений (10^7) порядок распределения в области отрицательных превышений будет зеркальным отображением распределения в области положительных превышений. Для подтверждения этого приведен рис. 1, характеризующий распределение занятого времени *P*, выраженного в процентах, для положительных и отрицательных превышений, снятое в срок 6 час. 17 мин. — 7 час. 56 мин. по московскому времени 17 марта 1963 г. Максимально возможное число, т. е. отсчет на нулевом уровне (он равен 0,5 от общего числа сравнений), принимаем условно за 100%, т. е. полагаем, что на этом уровне поле помех в течение всего периода превышало заданный уровень.

На остальных пороговых уровнях счетчики покажут меньший процент занятого времени.

Экспериментально наблюдаемые кривые распределения занятого времени (в процентах) хорошо аппроксимируются эмпирической форму-

лой закона распределения огибающей напряженности поля атмосферных радиопомех

$$\boldsymbol{P}(\vec{E}) = \left[1 + \left(\frac{E}{E_{50}}\right)^q\right]^{-1}.$$
 (1)

Умножив правый член на 100, получим формулу для аппроксимации кривых занятого времени в процентах

$$P(E) = 100 \left[1 + \left(\frac{E}{E_{50}} \right)^q \right]^{-1},$$
 (2)

где *P* — занятое время, выраженное в процентах; *E*₅₀ — порог, при котором занято 50% времени, и *q* — параметр, являющийся мерой динамического диапазона флуктуаций атмосферных помех.



Рис. 2. Аппроксимация измеренных значений *P*(*E*) по формуле (2) для весенне-зимних месяцев. 1963 г.

1-16марта, 8 час. 00 мин. — 9 час. 40 мин., 1,5—16 кгц., Е₅₀=260 мкв/м, $q=1,9;\ 2-16$ марта, 21 час. 40 мин. — 23 час. 19 мин., $E_{50}=130$ мкв/м, $q=1,4;\ 3-6$ декабря, 11 час. 23 мин. — 13 час. 07 мин., $E_{50}=130$ мкв/м, $q=1,8;\ 4-3$ декабря, 22 час. 55 мин. — 0 час. 34 мин., $E_{50}=210$ мкв/м, q=1,5.

На рис. 2 представлены примеры такой аппроксимации для двух месяцев весенне-зимнего сезона. Этот рисунок показывает распределение занятого времени (в процентах) за отдельные сроки марта и декабря 1963 г. На каждом из графиков нанесены данные, полученные в часы минимального и максимального количества атмосферных помех.

На рис. 3 приведены примеры аппроксимации опытных данных для двух летних месяцев 1963 г. Как и на рис. 2, здесь нанесены отсчеты, соответствующие часам максимального и минимального количества атмосферных радиопомех. Значения q и E_{50} , вычисленные графически, для нескольких месяцев наблюдений представлены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что и для широкой полосы, лежащей в области низких частот, параметр q ограничен пределами 1 < q < 2 и лишь в одном

			, ,											
аблица 1	х помех	E_{50} MKB/M		130	115	250	70	500	550		25	210		500
	атмосферны	<i>d</i>		1,4	1,24	1,38	1,1	1,36	1,4	1,16	1,16	1,5		1,6
	Аакснмальное количество	срок наблюдений		21 39-23 19	16 08—17 48	16 41—18 22	15 2017 01	15 37—17 18	17 53—19 38	18 48-20 29	0 13-1 53	22 55-0 37		2 00-3 44
	2	число		• 16	24	က	ഹ	5	4	က	ນດ 	က		4
	помех	E_{50} MKB/M	63 r.	260	210	340	300	800	200	15	115	130)64 r.	400
	мосферных	d	19	1,9	2,0	2,0	2,0	2,1	1,5	1,1	1,5	1,8	16	2,0
	нимальное колнчество ат	срок наблюдений		8 009 40	9 10-10 50	9 30-11 10	5 10-6 51	5 35-7 15	7 19-8 59	8 04-9 46	7 28-8 58	11 23—13 07		9 03—10 47
	Mr	число		16	25	4	2	က	4	ی د د	2	9		ß
		SCAULSI		•	•		•		•	•	•	• • • •		
		B B B B B B B B B B B B B B B B B B B		Март	Анрель.	Maň .	Июнь	Июль	Август	Сентябрь.	Октнбрь.	Декабрь .		Январь

случае (3 июля) не укладывается в эти пределы. Этот результат хорошо согласуется с работой [1], в которой для низких частот получено значение q в таких же пределах.

Характер изменения параметра q оказался общим для подавляющего большинства месяцев и заключается в том, что в часы максимального количества атмосферных радиопомех его величина уменьшается. Это свидетельствует о росте динамического диапазона атмосферных помех.



Рис. 3. Аппроксимация измеренных значений Р(Е) по формуле (2) для летних месяцев. 1963 г.

1—5 июня, 5 час. 10 мин. — 6 час. 51 мин. E_{50} =300 мкв/м, q=2,0; 2 — 5 июня, 15 час. 20 мин. — 17 час. 01 мин. E_{50} =70 мкв/м, q=1,1; 3 — 4 августа, 7 час. 19 мин. — 8 час. 59 мин. E_{50} =20 мкв/м, q=1,5; 4 — 4 августа, 17 час. 53 мин. — 19 час. 38 мин. E_{50} =50 мкв/м, q=1,4;

Величина Е₅₀ меняется в больших пределах, однако и здесь можно отметить некоторую закономерность, а именно: в летние месяцы она достигает наибольшего значения, уменьшается в осенние и вновь возрастает зимой, т. е. в период наилучших условий распространения длинных волн.

ЛИТЕРАТУРА

Лихтер Я. И., Терина Г. И. Некоторые результаты исследования интенсивности атмосферных радиопомех в Москве. Сб. «Исследование ионосферы», № 3. Изд.

АН СССР, М., 1960. 2. Лихтер Я. И., Наливайко А. Г., Розин В. Л., Терина Г. И., Шев-ченко Д. С. Измерение атмосферных радиопомех в СССР во время МГГ. Сб. «Исследование ионосферы», № 10. Изд. АН СССР, М., 1962.

С. И. АНДРЕЕВА, К. А. ЕВТЕЕВА

АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫЕ И ФАЗОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ. Сверхдальних атмосфериков

Приводятся результаты спектрального анализа сверхдальних атмосфериков, пришедших с расстояний 5000—6000 км. Приводятся их амплитудно-частотные и фазово-частотные спектры.

Известные данные о распространении длинных и сверхдлинных волн еще не достаточны для полного объяснения структуры поля электромагнитных волн. Одним из методов исследования распространения длинных и сверхдлинных волн является изучение амплитудно-частотных и фазовых характеристик атмосфериков.

Из литературы известно, что частотные свойства атмосфериков могут исследоваться непосредственным набором узкополосных приемников, что дает относительные значения амплитуд волн, составляющих атмосферик на ряде дискретных частот.

В 1961 г. нами была предпринята поцытка разработать методику спектрального анализа атмосферика на электронной вычислительной машине «Урал-1». Для этого применялся метод практического гармонического анализа фотоосциллограмм единичных атмосфериков. Однако уже пробные обсчеты осциллограмм показали, что этот метод не дает полной картины об амплитудно-частотном спектре атмосфериков, так как имеет ряд недостатков: неточный счет (технические данные машины), большая подготовительная работа с исходным материалом, кроме того, возможность определения лишь небольшого числа гармоник (10). Наиболее распространенным способом получения спектра атмосфериков является гармонический анализ с помощью механических анализаторов. Этим методом было проанализировано 39 атмосфериков, из них 26 дальних, пришедших с расстояний 800—5000 км от источника, зарегистрированных в Воейково в период 1962 г. (март—май) и 13 сверхдальних атмосфериков с расстояний 5000—6000 км.

Ниже приводится таблица средних максимумов и минимумов спектра атмосфериков по интервалам расстояний. Осреднение для расстояния 500—1000 км проводилось по 6 атмосферикам, для 1000—2000 км — по 7 атмосферикам, для 2000—3500 км — по 7 атмосферикам и для 3500— 5000 км — по 6 атмосферикам.

Из таблицы видно, что сильное поглощение для атмосфериков, приходящих с расстояний 500—5000 км, имеет место в полосе частот 2,5— 3 кгц., максимум спектра приходится на 8—10 кгц. Полученные значения частоты максимума превышают соответствующие значения, приведенные в [1, 5]. Был выполнен гармонический анализ 13 сверхдальних атмосфериков, пришедших с расстояний более 5000 км от места наблюдения. Вместе с пунктом Воейково в регистрации атмосфериков принимали участие пункты пеленгации Среднеазиатского куста. По командам пункта Ашхабад пеленговались сверхдальние атмосферики и регистрировались их формы. Сверхдальние атмосферики регистрировались в дневное время с ноября 1962 г. по май 1963 г. Прибор, регистрирующий форму атмосфериков в пос. Воейково, работал в частотном диапазоне 20 гц — 200 кгц. Длительность развертки составляла 800 мксек. На рис. 1 представлена форма сверхдальнего атмосферика и амплитудно-частотная и фазовая характеристики единичного сигнала, осредненного по 13 атмосферикам, пришедшим с расстояний 5000—7000 км. Атмосферики, приходящие с расстояний 5000 км и более, имеют квазисинусоидальную плавную ко-

лебательную форму. Средний спектр имеет максимум на частоте 8—9 кгц и минимум в полосе частот 2,5—3 кгц. Это неплохо согласуется с результатами работ [1] и [2].

При проведении спектрального анализа атмосфериков, кроме амплитудно-частотных характеристик, были получены фазовые характеристики атмосфериков.

Лальность.	Максимум	Минимум		
KM	K	FЦ		
5001000 10002000 20003500 35005000	7 8 9 10	2,5-3 2,5-3 2,5-3 2,5-3 2,5-3		

Изучение фазовых характеристик наблюдаемых сигналов позволяет непосредственно определять фазовые скорости электромагнитных волн звуковой частоты.

Проводился анализ фазовых характеристик сверхдальних атмосфериков (5000—7000 км).

Отсутствие фазовых искажений достигается тогда, когда либо фазовый сдвиг равен нулю для всех гармоник, либо он пропорционален частоте. Фазовый сдвиг прибора регистрации формы пропорционален частоте в диапазоне 50 гц—200 кгц. Требование полного воспроизведения формы атмосферика на экране осциллографа удовлетворяется применением развертки, равной 800 мксек., а также достаточно большой задержкой (80 мксек.) в приемнике прибора, что дает возможность записать полностью передний фронт атмосферика. Фазовые характеристики сверхдальних атмосфериков построены для диапазона частот 1—30 кгц.

На рис. 1 показана осредненная фазовая характеристика единичного сигнала сверхдальнего атмосферика. Видна большая зависимость фазы от частоты в диапазоне до 10 кгц и слабая зависимость в диапазоне 10—30 кгц.

Заключение

1. Для дальних атмосфериков (5000 км и более) в частотном спектре наблюдается минимум на частоте порядка 2,5—3 кгц, это говорит о сильном поглощении на этих частотах.

2. Максимальная интенсивность наблюдается на частотах порядка 8—10 кгц.

3. Для фазово-частотного спектра сверхдальних атмосфериков в диапазоне 1—30 кгц характерны два участка. На первом участке в диапазоне 1—10 кгц наблюдается большая зависимость фазы от частоты. Это объясняется тем, что фазовая скорость в данном диапазоне отличается от скорости света. На втором участке в диапазоне 10—30 кгц

Заказ № 30



а — форма атмосферика, б — амплитудно-частотный спектр, в — фазовая характеристика.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Михайлова Г.А. О спектре атмосфериков и фазовой скорости электромагнитных волн на сверхнизких частотах. Геомагнетизм и аэрономия, т. II, 2, 1962. 2. Тауlor W. L., Lange L. J. Some characteristics of VLF propagation using atmo-
- гаутот w. L., Lange L. J. Some characteristics of vLr рюрадайой dsing atmosspheric waveforms. Proceeding of the second conference on atm., May 20-23, 1958.
 Альперт Я. Л. О распространении электромагнитных волн низкой частоты над земной поверхностью. Изд-во АН СССР, 1955.
 Jean A., Taylor L., Wait I. VLF-phase characteristics deduced from atmospheric wave forms. J. geophys. res., vol. 65, No 3, 907, 1960.
 Бородина С. В. Анализ форм атмосфериков. Труды ИЗМИР АН СССР, вып. 17 (27), 1960.
- (27), 1960.

С. И. АНДРЕЕВА, К. А. ЕВТЕЕВА

67

АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫЕ СПЕКТРЫ БЛИЖНИХ АТМОСФЕРИКОВ

Дается анализ спектрального состава атмосфериков, удаленных на расстояние до 150 км, от источника, Зарегистрированных сетью пеленгации и регистрации форм атмосфериков в Ленинградской области.

Наблюдения за грозовыми разрядами, возникающими недалеко от места наблюдения, проводились в ГГО с 1961 г. в пос. Воейково. Создавались сети пеленгации атмосферных разрядов и регистрации их форм.

Сеть пеленгации и регистрации атмосфериков состояла из пяти пунктов. В трех пунктах синхронно регистрировались формы ближних грозовых разрядов. Регистраторы форм атмосфериков имели полосу частот от 20 гц до 200 кгц. Длительность развертки составляла 200 мксек. По совпадающим формам атмосфериков, зарегистрированных синхронно в трех пунктах, можно сказать, что они принадлежат одному молниевому разряду. Из большого материала, полученного летом 1961 г., были выбраны 11 атмосфериков, синхронно зарегистрированные в трех пунктах, и просчитаны на гармоническом анализаторе. Формы таких атмосфериков характеризуются достаточно крутыми передними фронтами и наличием довольно плавного второго квазиполупериода, амплитуда которого всегда меньше амплитуды первого квазиполупериода; средняя удаленность источников волновых форм этого типа 160 км [1]. Амплитудно-частотные спектры атмосфериков, удаленных на расстояние 80-150 км от места наблюдения, показаны на рис. 1 (см. стр. 68). Частотные спектры этих атмосфериков в диапазоне 3—130 кги не отличаются сложной формой. Из-за малой длительности развертки (200-400 мксек) низкочастотную часть спектра (2 кгц и ниже) получить не удалось. Наибольшие амплитуды соответствуют частотам порядка 3-6 кгц. Намечается небольшой максимум на частотах 30-40 кгц. Высокочастотная часть спектра ближних атмосфериков, приходящих с расстояния 80—150 км, ярко выраженных максимумов не имеет. Подобные результаты были получены Уоттом и Максвеллом [2].

ЛИТЕРАТУРА

 Иньков Б. К. Результаты регистрации форм ближних атмосфериков. См. наст. сб.
 Уотт А. О., Максвелл Е. П. Характеристики атмосферных помех в диапазоне частот от 1 до 100 кгц. Сб. «Распространение длинных и сверхдлинных радиоволн». Под ред. В. Б. Пестрякова, ИЛ, М., 1960.

5*



Т. В. ЛОБОДИН

69

ИЗМЕНЕНИЕ С РАССТОЯНИЕМ УРОВНЯ ИНДУСТРИАЛЬНЫХ РАДИОПОМЕХ

Приводятся данные об изменении с расстоянием индустриальных радиопомех при измерениях в двух диапазонах частот: 0,35—0,6 кгц и 0,6—10 кгц.

При проектировании радиоприемных устройств, а также при выборе места их установки необходимо учитывать мешающее действие промышленных предприятий, различного типа автомобильного и электрического транспорта, линий электропередач (особенно высоковольтных) и т. д. В отличие от атмосфериков грозового происхождения, которые могут распространяться на расстояние до нескольких тысяч километров, индустриальные радиопомехи, как правило, оказывают мешающее действие на расстояниях от нескольких метров до сотен метров от источника помех и только в небольшом числе случаев (например, при работе высокочастотных промышленных установок) — на бо́льших расстояниях. Вдоль проводов и электросетей индустриальные радиопомехи могут распротстраняться на несколько километров. Особенно далеко они распространяться на несколько километров.

Индустриальным помехам посвящено значительное количество работ (см., например, [1—8]), однако уровни помех в длинноволновом диапазоне практически не изучались.

В настоящей работе уровень индустриальных помех измерялся низкочастотным измерителем напряженности поля, позволяющим регистрировать пиковые и среднеквадратические значения поля помех в пределах от 3 мв/м до 30 в/м в двух диапазонах частот: 0,35—0,6 кгц и 0,6—10 кгц. Измерения проводились на легковой автомашине «Москвич». Штыревая антенна высотой 2 м была установлена на изоляторе, укрепленном на правом крыле автомашины. Высота нижнего конца антенны над землей 1 м.

Всего было выполнено 210 измерений различных объектов. Измерялись помехи, создаваемые высоковольтными линиями, трансформаторными подстанциями, химическим комбинатом, пилорамой, цементным, бетонным и кирпичными заводами, ионосферной станцией, электросваркой и пр.

Несмотря на большое количество обследованных источников помех (более 20), оказалось трудным снять изменение напряженности поля помех с расстоянием, так как почти полностью отсутствуют изолированные объекты с удобными подъездами. В большинстве случаев линии связи идут вдоль подъездных дорог и не дают возможности снять изменение поля помех E с расстоянием S. По этой причине для построения зависимости E = E(S) в чистом виде были выбраны только семь объектов.

Необходимо отметить, что измеряемые источники помех были стабильными и поэтому, несмотря на небольшое количество измерений, результаты можно считать достоверными. В тех случаях, когда наблюдался разброс значений напряженности поля помех на данном расстоянии, производилось пятикратное измерение величины поля помех и бралось среднее из всех измерений.

Измерения показали, что значения напряженности поля помех на расстоянии 10 м от границы территории обследованных объектов редко превышали 300 мв/м.

При удалении от источника помех *E* быстро уменьшается и достигает минимальных пороговых значений уже на расстоянии 200—300 м. При этом вблизи источника помех значения *E* для интервала частот $\Delta f_2 = -0.6 \div 10$ кгц в 2—3 раза превышают *E* для частот $\Delta f_1 = -0.35 \div 0.6$ кгц.

Уменьшение E с расстоянием для Δf_2 идет быстрее, чем для Δf_1 . Таким образом, функция $F = E_{\Delta f_2}(S) - E_{\Delta f_1}(S)$ убывает с увеличением расстояния от источника помех. На расстоянии 100—200 м F близко к нулю, что указывает на более сильное ослабление излучения в интервале частот 0,6—10 кгц по сравнению с частотами 0,35—0,6 кгц.

Нами сделана попытка определить зависимость E = E(S), представляя

или

$$E \sim \frac{A}{S^n} , \qquad (1)$$

 $\lg E \sim \lg A - n \lg S.$ (2)

Для определения показателя степени n строились графики E = E(S) в логарифмическом масштабе; n вычислялось как тангенс угла наклона.

В большинстве случаев *n* имеет два значения для каждой кривой. При осреднении по всем объектам *n* монотонно растет с увеличением расстояния от источника помех. В интервале частот 0,6—10 кгц на расстоянии $S = 150 \div 500$ м *n* примерно в 10 раз больше, чем при $S = 5 \div 50$ м, а для частот 0,35—0,6 кгц в 3 раза больше.

Величины n при измерении пиковых (n_{π}) и квадратических ($n_{\kappa B}$) значений E для различных S приведены в табл. 1.

Следовательно, изменение E = E(S) не может быть описано одной степенной функцией.

		Śм	<u>na strajbat glata da.</u> Kongo Satat Stra	
5—10	10—50	50—100	100—150	150—500
Инте	рвал часто	т 0,35—0,6 1	кгц	
0,28	0,64	0,84	1,78	1,80
0,18	0,54	0,89	1,86	1,70
Инте	 рвал`част	от 0.6—10 к	l trų	

n_{Π}	0,25	0,74	0,88	3,35	4,03
<i>n</i> _{MB}	0.20	1.01	1.13	3,35 \	4,16

Расчеты показали, что зависимость E = E(S) удовлетворительно описывается показательной функцией типа

$$E = E_0 e^{-aS} \,. \tag{3}$$

Для определения показателя степени а были построены в полулогарифмическом масштабе зависимости lg E от S. В каждом случае зависимость lg E от S приближалась к линейной. На рис. 1 приведены экспериментальные данные об изменении уровня помех с расстоянием (в процентах) по отношению к измеренному у источника. Точки, имеющие двойной вес, обведены кружками.



Как видно из рис. 1, экспериментальные значения зависимости Е от расстояния лежат внутри интервала, ограниченного двумя экспонентами. При этом если выражать расстояние от источника помех в метрах, то для кривой I показатель экспоненты a=0,01, а для кривой 2a=0,03.

Таким образом, совокупность экспериментальных точек располагается внутри области, ограниченной кривыми

$$E = E_0 e^{-0.01 S}, \quad E = E_0 e^{-0.03 S}, \tag{4}$$

где S выражено в метрах.

ЛИТЕРАТУРА:

Галяшкина М. Б. Индустриальные радиопомехи. ГосНИИ Министерства связи СССР. ОНТИ, М., 1958.
 Метельцин П. Г. Краткие аннотации иностранных печатных материалов по инду-

стриальным радиопомехам. ГИЭ Минсвязи СССР, М., 1957.

Кафиева К. Я. Помехи от короны на проводах линий электропередач. Госэнерго-издат, М.-Л., 1963.
 Жондецкая О. Д., Полонский Н. Д. Комплексное подавление радиопомех от

промышленных предприятий. Связьиздат, М., 1961.

5. Лютов С. А. Индустриальные помехи радиоприему и борьба с ними. Госэнергонздат, М., 1952. 6. Лютов С. А. Подавление индустриальных помех. Связьиздат, М., 1960.

7. Общесоюзные нормы допускаемых индустриальных радиопомех. Связьиздат, М., 1963. 8. H a l e A. P. Electrical interference. London, Heywood, 1956.

В. К. ИНЬКОВ

ИЗМЕРЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ОБЪЕМНЫХ ЗАРЯДОВ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Эпизодические наблюдения, поставленные в 1955—1956 гг. с целью выяснения возможности измерения плотности объемных зарядов электростатическим флюксметром [1], были повторены в 1957 и 1962 гг., но дали противоречивые результаты. Поэтому вопрос о применимости этого метода для систематической регистрации плотности объемных зарядов остается открытым.

Применяя метод, предложенный И. М. Имянитовым в 1950 г. [3], Т. В. Лободин получил достаточно полные данные о величине объемных зарядов, создающихся при метелях и поземках в Антарктиде [2.] Однако при сравнительно мало возмущенных условиях, характерных для подавляющего большинства районов, значения плотности объемных зарядов ρ на два—четыре порядка ниже величин, измеренных Т. В. Лободиным. Можно ожидать, что при использовании данного метода для систематической регистрации плотности объемного заряда ρ , значения которой лежат преимущественно в пределах от десятых до сотых долей э.с.е/м³, встретится ряд затруднений.

Трудность применения электростатического флюксметра ГГО [4] для регистрации обычно встречающихся значений о связана с недостаточной чувствительностью прибора и существованием погрешностей, возникающих из-за наличия контактных разностей потенциалов между измерительными и экранирующими пластинами прибора. Контактная разность потенциалов между измерительными пластинами флюксметра и экранирующей сеткой, как показали результаты контрольных измерений, описанных в статье [1], не вносит заметных ошибок. Для подтверждения последнего вывода был поставлен следующий эксперимент.

При закрытой крышке электростатического флюксметра и заземленной градуировочной пластине фиксировался электрический нуль прибора (расстояние между измерительной и градуировочной пластинами флюксметра 3 см). Затем крышка прибора (вместе с градуировочной пластиной) удалялась и вместо нее на высоте 11 см над измерительной пластиной располагались поочередно заземленные листы из различных металлов (алюминия, железа, латуни). Размеры листов были порядка 75× ×75 см. Изменение местоположения электрического нуля прибора вызывалось в этом случае только наличием контактной разности потенциалов между измерительной (никелированной) пластиной флюксметра и металлическими листами. По величине наблюдаемого при этом сдвига электрического нуля легко рассчитать величину контактной разности
потенциалов между измерительной пластиной прибора и металлическим листом. Контактная разность потенциалов между никелированной измерительной пластиной флюксметра и алюминиевым листом имела величину порядка +0,12 в, а при железном листе была порядка +0,06 в. При использовании латунного листа сдвига нуля не наблюдалось. Поэтому можно не принимать во внимание контактную разность потенциалов между измерительной пластиной и сеткой, сделанной из латунной проволоки (при расстоянии-между ними, равном 1 м, и чувствительности прибора 0.3 в/м на 1 мм диаграммной ленты). Иначе обстоит дело с контактной разностью потенциалов между измерительной и экранирующей пластинами флюксметра; даже небольшие изменения ее величины могут вызвать большие погрешности. При эпизодических наблюдениях такие изменения можно легко обнаружить по сдвигу местоположения электрического нуля прибора и ввести соответствующие поправки при обработке данных. В тех случаях, когда наблюдаются значительные и резкие изменения рассматриваемой контактной разности потенциалов, результаты измерений следует отбраковывать. Обрабатывая полученные данные, автор использовал оба приема, причем отбрасывались те измерения, во время которых местоположение электрического нуля прибора изменялось за 1 час на 1 мм и более. Следует заметить, что если бы проводилась систематическая непрерывная регистрация плотности объемных зарядов, наблюдатель должен был бы более или менее регулярно контролировать работу прибора в течение суток.

Так как нормальная чувствительность типовых приборов недостаточна для уверенной регистрации обычно наблюдаемых значений р, были приняты меры для стабилизации работы датчика флюксметра (улучшено покрытие пластин, улучшено заземление путем обеспечения надежного контакта заземляющих щеток). Это позволило увеличить чувствительность примерно в 3 раза (до 0,3 в/м на 1 мм диаграммной ленты) по сравнению с прежним уровнем, на котором она поддерживалась в 1955-1956 гг. (1 в/м на 1 мм диаграммной ленты). При новой чувствительности верхний предел измерений соответствовал напряженности поля 25 в/м. При измерениях, проведенных в 1955—1957 гг., корпус флюксметра опускался в землю на такую глубину, чтобы измерительная пластина находилась на уровне земной поверхности. Позднее возникли некоторые сомнения относительно возможного влияния электродного эффекта. Поэтому в 1962 г. корпус флюксметра ставился своим основанием непосредственно на поверхность земли, так что измерительная пластина оказывалась на высоте порядка 30 см.

На этой же высоте над землей располагалась сетка из латунной проволоки, имеющая в центре круглый вырез, соответствующий по размеру внешнему диаметру охранного кольца флюксметра. Эта сетка совпадала по величине с верхней (экранирующей) сеткой (3×3 м). Верхняя сетка располагалась на высоте 1 м над нижней сеткой. Обе сетки тщательно заземлялись. Наличие нижней сетки, расположенной на уровне измерительной пластины флюксметра, исключало возможность искажения хода изопотенциальных линий над флюксметром.

Для проверки рассматриваемого здесь метода эпизодически проводились одновременные измерения плотности объемных зарядов с помощью флюксметра под заземленной сеткой и с помощью ватного фильтра. Прежде всего, напомним кратко результаты, полученные летом 1956 г. в окрестностях г. Кирова. Используя приведенные в статье [1] примеры, можно составить таблицу (табл. 1).

В этой таблице указаны средние значения плотности объемных зарядов для отдельных серий измерений (продолжительностью около одного

часа), полученные с помощью электростатического флюксметра (ρ_c) и ватного фильтра (ρ_{ϕ}). Значения ρ выражены как здесь, так и ниже в э. с. е/м³. В последней графе указано среднее значение напряженности электрического поля атмосферы *E* в в/м,

	таолицат		
Характер погоды	የቀ	Pc/Pp	E
Хорошая +0,13 Морось	$^{+0,10}_{+0,16}_{+0,08}$	1,3 2,1	70 66 68

По данным, полученным в 1956 г., систематические расхождения между величинами ра и рс, особенно заметные при возмущенных условиях (морось, туман), уменьшаются до значений, сравнимых с вероятными погрешностями измерений при хорошей погоде. Чтобы найти причину указанных расхождений, необходимо привлечь ряд дополнительных данных; на основании имеющихся сведений можно сделать только отдельные частные замечания. Например, хорошо известно, что при туманах нередко встречаются значительные отрицательные объемные заряды; однако в данном случае отрицательные значения ре, отмеченные по наблюдениям с помощью флюксметра, почему-то не вызвали заметного снижения соответствующего значения Е. В статье [1] было сделано предположение, что при повышенной влажности воздуха, во время тумана или дождя, значения ос могут быть искажены вследствие. сравнительно больших изменений контактной разности потенциалов между измерительной и экранирующей пластинами флюксметра, а также из-за локальных объемных зарядов, создаваемых при разбрызгивании капель. Следующая серия эпизодических измерений была проведена в течение периода между 17 августа и 4 сентября 1957 г. в другом месте — на метеоплощадке ГГО в пос. Колтуши (под Ленинградом). Наблюдения носили обрывочный характер, захватывая в течение отдельных, более или менее произвольно выбранных суток ограниченные интервалы длительностью от 3 до 12 час. Общая продолжительность измерений составила около 65 час., распределенных очень неравномерно между теми 9 днями, когда производились наблюдения. Поэтому мы лишены возможности использовать опубликованные в литературе данные для подтверждения правильности измерений,

По данным наших измерений можно составить только таблицу повторяемости различных значений ρ , полученных с помощью флюксметра (ρ_c) и ватного фильтра (ρ_{Φ}). В табл. 2 (относящейся к 1957 г.) повторяемость различных значений ρ выражена в процентах от обще́го числа отдельных отсчетов по данному прибору. В качестве дополнения в этой таблице дана также повторяемость значений $\rho_{\rm R}$, вычисленных по данным одновременных измерений градиента потенциала и напряженности электрического поля у поверхности земли. Наблюдения за градиентом потенциала проводились Е. В. Чубариной с помощью коллекторной установки.

Даже при беглом просмотре табл. 2 бросается в глаза резкое расхождение между распределением ρ_{Φ} и ρ_{c} . Почти все данные по ватному фильтру (96% общего числа) попадают в интервал —0,09 $\leq \rho_{\Phi} \leq 0,09$, тогда как повторяемость соответствующих значений ρ_{c} составляет всего 7%. В среднем абсолютные значения ρ_{c} во время измерений, проведенных в 1957 г., оказались на целый порядок выше соответствующих значений рф. Среднее значение рк в свою очередь примерно в 2 раза больше рс. Выяснить причину появления таких резких расхождений не удалось.

Таблица 2

<u>i an </u>			
Интервал р	Ватный фильтр	Флюксметр (сетка)	Коллектор
Меньше —0,2 —0,19 —0,1 —0,19 —0,01 +0,00 +0,09 +0,10 +0,19 +0,20 +0,29 +0,30 +0,39 +0,40 +0,49 +0,50 +0,59 Больше 0,6		5 1 6 25 38 14 8 2 0	$ \begin{array}{r} -1 \\ 1 \\ 22 \\ 14 \\ 12 \\ 13 \\ 9 \\ 12 \\ \end{array} $

Осенью 1962 г. в период между 14 сентября и 13 октября аналогичные эпизодические измерения были проведены снова вблизи г. Кирова (в пос. Новый). Отдельные серии наблюдений (продолжительностью от 1 до 10 час.) падали на различные дни этого периода. Общая продолжительность наблюдений в течение 9 дней составляла около 35 час. Результаты обработки полученных данных представлены в табл. 3, составленной по типу табл. 2 (без данных относительно величины ок, так как наблюдения с помощью коллекторной установки больше не проводились).

Таблица З

Интервал р	Ватный фильтр	Флюксметр (сетка)
-0,79 -0,70 -0,69 -0,60 -0,59 -0,50 -0,49 -0,40 -0,39 -0,30 -0,29 -0,20 -0,19 -0,10 -0,09 -0,01 0,00 -0,09 Больше 0,1		$ \begin{array}{c} 1 \\ 3 \\ 8 \\ 14 \\ 14 \\ 23 \\ 24 \\ 6 \\ 6 \\ 1 \end{array} $

Во время наблюдений, сделанных в районе г. Кирова в 1962 г., наблюдались почти всегда отрицательные объемные заряды. Соответствие между рф и рс ограничивалось только знаком р; средние абсолютные значения рс снова превышали почти на порядок (в 8,4 раза) соответствующие средние значения оф. Причина расхождений осталась невыясненной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иньков В. К. Измерение плотности объемных зарядов электростатическим флюкс-метром: Уч. зап. Кировского гос. пед. ин-та, вып. 15, 1958. 2. Лободин Т. В. Электричество метелей. Труды ГГО, вып. 136, 1962.

3. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.

4. Имянитов И. М., Михайловская В. В., Зиганов Н. П., Стрель-цова М. Б. Прибор для длительных измерений напряженности электрического поля атмосферы в сложных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1956.

М. Н. АКИМОВ

СПЕКТР ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗАРЯДОВ КАПЕЛЬ ТУМАНА

Изучение величины зарядов отдельных капель туманов и облаков представляет большой интерес для решения ряда вопросов атмосферного электричества и количественной оценки роли зарядов в процессе коагуляции капель. За последние 10 лет в этом направлении выполнено значительное число работ, но тем не менее вопрос о механизме заряда капель до сих пор не решен; поэтому целесообразно продолжить измерения в различных условиях. В статье приводятся результаты измерений, сделанных в Одессе во время адвективных туманов.

В наших наблюдениях капли тумана засасывались в прибор вместе с воздухом через узкую щель (шириной 0,5 мм). В приборе они попадали под влияние горизонтального электрического поля, создаваемого между двумя вертикально расположенными металлическими пластинами. В этом конденсаторе капли перемещались, имея две составляющие движения: вертикальную — за счет потока воздуха и гравитационной силы и горизонтальную — под действием электрического поля. Заряженные капли оседали на пластины. Их размер определялся непосредственно под микроскопом с применением окулярной сетки. Вследствие незначительного количества капель, осаждавшихся на пластины, фотографировать их не имело смысла.

Заряд капель вычисляется по формуле

$$q = \frac{6\pi \eta r v_y x}{EY}, \qquad (1)$$

где η — коэффициент вязкости воздуха, r — радиус капли, v_y — вертикальная скорость капли, x — расстояние между щелью и пластиной, E — напряженность электрического поля, Y — ордината оседания капли на пластине (от верхнего среза).

Вычисление скорости вертикального движения капель производилось по формуле, учитывающей скольжение капель,

$$v_{y} = v_{0} + \frac{2gr^{2}(\delta - \rho)}{9\eta} \xi, \qquad (2)$$

где v_0 — скорость потока воздуха в приборе, g — ускорение силы тяжести, δ — плотность воды, ρ — плотность воздуха, ξ — коэффициент скольжения [$\xi = f(r)$]. Остальные обозначения те же, что и в предыдущей формуле. Расчет производился для температуры воздуха, равной 0°. ($\delta = 1$, $\eta = 1,74 \cdot 10^{-4}$), т. е. для такой температуры, при которой наиболее часто повторяются туманы. Коэффициент скольжения заимствован нами у А. Х. Хргиана [1].

Принципиальная схема прибора изображена на рис. 1. (Прибор подобного типа был изготовлен ранее в ИПГ и использовался для измерений на Эльбрусе А. П. Сергиевой [2]). Пластины имели размеры 25×125 мм². На стороны пластин, обращенные к внутренней полости, наклеивалась калька, имевшая поперечные вырезы. На основания образованных таким способом лунок наносился тонкий слой достаточно вяз-

кой смеси вазелина и вазелинового масла. Расстояние между пластинами 10 мм. Напряжение на пластины поступало от блокинг-генератора высокого напряжения и составляло 12 кв. Для просасывания воздуха использовался пылесос. Скорости создаваемого им потока могли регулироваться специальным краном в широких пределах. С целью обеспечения ламинарности потока в приборе и наибольшей чувствительности нами выбрана небольшая скорость — 3 м/сек.

Для предохранения капель от испарения лунки пластин и пробное стекло после забора проб покрывались тонким слоем вазелинового масла, наносимого поверх слоя смеси вазелина и вазелинового масла с осажденными на нем каплями.

При указанных выше условиях прибор улавливал только те капли, заряд которых по абсолютному значению был не меньше величин, указанных в таблице:

r	МК	•	• • •	1	2 4	68	10	12	14	16	18	20
q	эл. зар.	•	•••	2	49	14 20	29	38	50	66	85	107

Поскольку воздух засасывался в прибор через узкую щель, говорить о строгом соблюдении условий ламинарности потока и о постоянстве его скорости по сечению прибора нельзя. Учитывая это обстоятельство, можно полагать, что точность определения заряда капель в нашем эксперименте была не выше 20— 30%, причем имелась тенденция к завышению значений определяемых зарядов.

, Наблюдения проводились в ноябре и декабре 1962 г. на территории Одесской обсерватории рядом с павильоном атмосферного элекРис. 1. Общая схема установки для определения зарядов отдельных капель тумана.

1— корпус прибора; 2— пластины конденсатора, улавливающие заряженные капли; 3 диффузор; 4— воздушная помпа (от пылесоса).

тричества на высоте 42, м над уровнем моря и при удалении от уреза воды около 100 м. Всего было проведено четыре наблюдения, во время которых видимость менялась от 100 до 800 м (по визуальной оценке). Невысокая точность наблюдений и их небольшое количество заставляют рассматривать полученные нами результаты как предварительные.

Осредненные показания прибора для регистрации напряженности электрического поля имели хорошо выраженный ход с максимумом, наступающим примерно по истечении 2/5 общей продолжительности тумана.

Напряженность поля начинала расти незадолго до наступления тумана, падение продолжалось до окончания тумана. Максимум напряженности поля в несколько раз превышал соответствующее значение для нормальных дней. На общий ход градиента потенциала накладывались пульсации, отражающие волновой характер тумана. Амплитуда пульсаций росла с увеличением напряженности поля и достигала ¹/₃ амплитуды общего хода.

Ход электропроводимости воздуха обратен ходу градиента потенциала. Заметные изменения проводимости наблюдаются около времени





начала и конца тумана. В остальные часы с туманом суммарная проводимость менялась мало и составляла 10⁻⁶—2·10⁻⁶ сек.⁻¹ э. с. е. Полярные

T	-	~	_			-	0
- 1	а	0	Л	И	п	а	z

	Полож	ительный	і заряд	Отриц	ательный	заряд
<i>г</i> мк	n	\overline{q}	q/r	n	\overline{q}	\overline{q}/r
$ \begin{array}{c} 1\\2\\3\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\10\\11\\12\\13\\14\\15\\16\\17\\18\\19\\20\end{array} $	$ \begin{array}{r} 5 \\ 7 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 18 \\ 11 \\ 8 \\ 5 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 1 \\ 2 \\ - 1 \\ 1 \end{array} $	$\begin{array}{c} 21\\ 29\\ 30\\ 58\\ 49\\ 84\\ 68\\ 94\\ 104\\ 96\\ 127\\ 124\\ 114\\ 185\\ 122\\ 112\\ 235\\ 120\\ -\\ 220\\ \end{array}$	$21 \\ 14 \\ 10 \\ 16 \\ 10 \\ 14 \\ 10 \\ 12 \\ 12 \\ 10 \\ 12 \\ 10 \\ 9 \\ 13 \\ 8 \\ 8 \\ 9 \\ 7 \\ -11$	$ \begin{array}{c} $	$\begin{array}{c} 27\\ 27\\ 40\\ 46\\ 69\\ 51\\ 84\\ 94\\ 50\\ 129\\ 140\\\\ 137\\ 107\\ 145\\\\ 197\\\\\end{array}$	$\begin{array}{c} 27\\ 14\\ 13\\ 12\\ 14\\ 8\\ 12\\ 12\\ 10\\ 5\\ 12\\ 12\\ 12\\ 12\\ 10\\ 7\\ 9\\ -11\\ -\\ -\end{array}$



проводимости были равны между собой. Интересно отметить, что проводимость после прекращения тумана во всех четырех наблюдениях была больше, чем до наступления тумана.

Для примера на рис. 2 приведены осредненные (по часовым интервалам) изменения напряженности поля и полярных проводимостей воздуха во время тумана 13 декабря 1962 г. В этот день туман начался примерно в 3 часа 30 мин. и продолжался до 14 час.

Результаты измерения заряда капель туманов представлены на рис. 3 и в табл. 2. На рис. З заряды отдельных капель нанесены точками, а изогнутыми линиями ограничена область, внутри которой величины зарядов лежат ниже порога чувствительности прибора. Несмотря на большой разброс точек, все же заметен рост зарядов с увеличением размера капель. Еще более наглядно эта закономерность видна из данных табл. 1, в которой приводится число заряженных капель n, средний заряд капель \overline{q} (в элементарных зарядах) и отношение среднего заряда капель к их радиусу.

Величина $(\overline{q}/r) = k_1$ нерегулярно колеблется около некоторого среднего значения порядка 10 (исключая небольшое число капель с наименьшим радиусом r = 1 мк), откуда следует, что в среднем заряды и размеры связаны линейной зависимостью. Этот вывод хорошо согласуется с данными, полученными ранее [3]. Среднее значение коэффициента k_4 в соотношении $|q|_{cp} = k_1 r$ (где r выражено в микронах, а q — в элементарных зарядах), по нашим измерениям, оказалось равным 11.

Очень близкое значение $(k_1 = 13)$ было получено по данным многочисленных измерений, проведенных А. П. Сергиевой (Кацыка) на Эльбрусе. Несколько бо́льшие значения k_1 получились по данным измерений в туманах под Ленинградом $(k_1 = 16)$ и в облаках в свободной атмосфере (по самолетным измерениям $k_1 = 18$, по измерениям на аэростате $k_1 = 20$) .[3]. Учитывая точность измерений, эти колебания величины k_1 нельзя считать значительными. Во всяком случае, данные всех отечественных измерений подтверждают справедливость соотношения

$$|q|_{\rm cp} = \beta \, \frac{rkT}{\varepsilon} \,, \tag{3}$$

не объясненного пока теоретически, хотя единственный эмпирический коэффициент $\beta \sim 1$ (здесь заряд q и заряд электрона є выражены в э. с. е., радиус $r - \beta$ сантиметрах; $T - \alpha$ абсолютная температура, $k - \alpha$ постоянная Больцмана).

При просмотре табл. 1 можно заметить преобладание капель с положительными зарядами, четко выраженное при $r \ge 5$ мк ($n_+=63\%$, $n_-=37\%$ общего числа капель радиусом ≥ 5 мк). Для маленьких капель (r < 5 мк) асимметрия невелика ($n_+=55\%$, $n_-=45\%$ общего числа капель радиусом < 5 мк). В среднем избыточный заряд на одну каплю оказался равным +18 э. з. Пользуясь известной формулой, легко подсчитать, как это было сделано в работе [4], что при концентрации ~50 капель на см³ и высоте слоя тумана ~50 м наблюдавшиеся изменения напряженности электрического поля могли быть вызваны объемным зарядом, связанным с каплями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Гостехиздат, М., 1953.

80

2. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных частиц. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1958.

 Кацыка А. П., Махоткин Л. Г., Петров Г. Д., Чжао Бо-лин. Электрические заряды капель облаков и туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1961.
 Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические характеристики атмосферы при туманах. Труды ГГО, вып. 97, 1960.

А. А. ГУРЕВИЧ, В. А. ЛЕОНОВ

к вопросу о трибозаряжении микропорошков

Приводятся данные об электрических зарядах, появляющихся при распылении порошка люминофора и при заряжении в коронном токе частиц микропорошка абразива.

Одновременные измерения заряда и размера отдельных частиц люминофора и абразива производились на приборе ПЗК-1, разработанном в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Заряды и размеры измерялись по траектории частиц, свободно падающих между вертикальными пластинами плоского конденсатора. Первоначально прибор был предназначен для регистрации заряда и размера отдельных капелек тумана. Имеется, однако, положительный опыт использования прибора для измерения заряда любых частиц размером до 20 мк (при плотности порядка 2,5 г/см³). Порошок люминофора представляет собой смесь 70% ZnS и 30% CdS с плотностью 2,6 г/см³; порошок белого абразива на 99% состоит из Al₂O₃ и имеет плотность 3,7 г/см³. Принципиальная схема установки при измерении трибозаряжения частиц люминофора представлена на рис. 1.

Компрессор мембранного типа с рабочим давлением воздушной струи 1,3 ата и полихлорвиниловый распылитель (рис. 2*a*) представляют собой типовые узлы. Кроме того, использовались еще два типа распылителей, представленных на рис. 2*б*, *в*. В металлическом диспергаторе (рис. 2*б*) обеспечивается многократное касание частицами стенок зарядного устройства. Стеклянный распылитель (рис. 2*в*) обеспечивает больший контакт между частицами и меньший контакт между частицами и стенками прибора [3].

Защитный кожух предназначен для исключения влияния конвективных токов воздуха в помещении на свободное падение исследуемых частиц. Высота кожуха порядка 100 см, что обеспечивает свободное падение частиц в кювете прибора ПЗК-1, в то время как из зарядного устройства они вылетают со скоростью 30—40 см/сек. Принципиальная схема установки для измерения заряда абразива в ионном токе коронного разряда представлена на рис. 3.

Исследуемые частицы выдувались из распылителя в пространство между коронирующим (б) и заземленным (а) электродами. Коронирующий электрод представляет собой рамку из шести вертикально натянутых проволок диаметром 0,3 мм и длиной 250 мм. Заземленный электрод выполнен в виде плоскости. Расстояние между электродами 60 мм. Ток в межэлектродном пространстве фиксировался микроамперметром ABO-5M. Во время эксперимента потенциал на электроде был отрица-

Заказ № 30



тельным и поддерживался равным 35 кв; ток при этом был 0,025 ма/м². При выходе из зоны коронного разряда частицы попадали в цилиндрический защитный кожух и далее в измерительную кювету прибора ПЗК-1.

Для всех вариантов распыления измерялся заряд 100 частиц. Отклонение от симметричного заряжения оценивалось с помощью отношения *N. — N*

 $x = \frac{N_{+} - N_{-}}{N_{+} + N_{-}}$. При $x \le 0,1$ заряжение обычно считается симмет-



Рис. 3. Принципиальная схема установки для измерения заряда частиц абразива.

1 — компрессор, 2 — распылитель, 3 — зарядное устройство (а — коронирующий электрод, б — заземленный электрод), 4 — источник высокого напряжения, 5 — защитный кожух, 6 — прибор ПЗК-1.

1. Заряды частиц люминофора

При использовании каждого из указанных распылителей встречались как положительно, так и отрицательно заряженные частицы люминофора. Когда частицы заряжались в полихлорвиниловом распылителе, величина x=0,1; в случае стеклянного диспергатора x=0,06; при использовании латунного распылителя получено явно несимметричное заряжение (x=0,44). Величины среднего положительного и отрицательного зарядов, а также размер частиц и их количество представлены в табл. 1. Для оценки зависимости среднего заряда частиц q от их радиуса rбыл построен график с логарифмическими координатами $\lg r$, $\lg q$ (рис. 4). Из этого графика следует, что средний заряд частицы растет при увеличении ее размера по закону, близкому к квадратическому (по-

казатель степени $n \sim 2,4$). Поэтому величина отношения $\frac{q}{r^2}$ не должна

в среднем резко изменяться в пределах рассматриваемого диапазона значений *r*. Однако средние величины не дают полного представления о возможных вариациях зарядов отдельных частиц.

Для выяснения закономерных изменений зарядов частиц нужно было исключить случайные колебания (это было сделано путем осреднения данных); на следующем этапе необходимо, исключив по возможности

6*

				таолица і
Ралиус	Число ча	астиц N	Средний за	ряд в эл. зар.
частиц <i>г</i> мк	+		+	
По	лихлорви	ниловый	распыли	тель
$ \begin{array}{r} 4-5 \\ 5-6 \\ 6-7 \\ 7-8 \\ 8-9 \end{array} $	2 10 18 19 6	${0 \\ 6 \\ 14 \\ 21 \\ 4}$	145 285 380 595 770	220 400 485 725
	Стекля	нный рас	пылитель	n ja L
4—5 5—6 6—7 7—8 8—9 9—10 10—11	$\begin{array}{c} 0 \\ 2 \\ 10 \\ 16 \\ 21 \\ 4 \\ 0 \end{array}$	1 4 8 15 11 7 1	285 320 500 705 1140 —	$ \begin{array}{r} 120\\ 260\\ 360\\ 515\\ 685\\ 1300\\ 2200 \end{array} $
	Металлич	еский ра	спылите.	ЛЪ
$\begin{array}{c} 3-4\\ 4-5\\ 5-6\\ 6-7\\ 7-8\\ 9-10 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 1\\ 10\\ 22\\ 12\\ 25\\ 2 \end{array} $	0 3 4 11 8 1	$ \begin{array}{r} 60 \\ 130 \\ 270 \\ 290 \\ 575 \\ 1150 \\ \end{array} $	175 330 475 560 1100

2500

0

13

закономерные изменения, дать характеристику случайных колебаний (для этого можно воспользоваться параметром $\frac{q}{r^2}$). Графики повторяемости различных значений $\frac{q}{r^2}$ представлены на рис. 5 (по данным опытов с полихлорвиниловым распылителем), рис. 6 (с металлическим распылителем) и рис. 7 (со стеклянным распылителем). Как известно, для получения плавных кривых распределения требуется очень большое число данных, поэтому нередко приходится иметь дело с гистограммами пилообразного вида (типа представленных на рис. 5—7). Для сглаживания и аппроксимирования исходных данных кривыми нормального или логнормального распределения удобно использовать вероятностную сетку [4]. Если в действительности распределение значений изучаемой величины подчиняется нормальному или логнормальному закону, параметры распределения могут быть найдены с помощью вероятностной сетки даже при сравнительно большом случайном разбросе исходных данных. В результате соответствующих построений было найдено, что <u>*q*</u> распределяются нормально. При в первом приближении значения переходе к определенным количественным оценкам удобно ввести нормированную величину $q^* = \frac{q}{4\pi r^2} \sim \frac{q}{S}$, где S – поверхность частицы. Так как исследуемые частицы не имеют сферической формы, величина r соответствует радиусу некоторой эквивалентной сферы и, вообще говоря, $4\pi r^2 \neq S$, хотя, очевидно, справедливо соотношение $4\pi r^2 \sim S$. Найденные значения параметров нормального распределения, описывающего в первом приближении повторяемость различных значений $q^*,$ даются в табл. 2, где Q^{*} — медиана, <u>±</u>σ → стандартное отклонение (значения





 $Q^* \pm \sigma$ выражены в эл. зар/мк²). Для сравнения приведено также наиболее часто повторяющееся значение q_m^* , снятое с соответствующей несглаженной гистограммы.

Таблица 2

-		Tı	ип распылите	ля
Знак заряда Параметр		стеклянный	полихлорви- ниловый	металличес- кий
+	$\substack{Q^*\pm \sigma \ q^*_m}$	$_{0,7\pm0,3}^{0,7\pm0,3}$	0,8 <u>+</u> 0,2 0,8	$0,7\pm0,3$ 0,6
_	$\begin{array}{c} Q^* + \sigma \\ q^*_m \end{array}$	$-0,9\pm0,3$ -0,9	$-0,7\pm0,3$ -0,7	0,8±0,2 0,9

2. Заряды частиц абразива

Поскольку при исследовании заряжения частиц абразива в ионном токе коронного разряда порошок предварительно распылялся стеклянным распылителем, был измерен заряд, приобретаемый частицами при распылении. Все частицы оказались положительно заряженными. При прохождении зоны коронного разряда частицы перезаряжались и знак заряда становился отрицательным. Связь между зарядами и размерами частиц характеризуется графиком, приведенным на рис. 8, где каждой частице соответствует отдельная точка. Верхняя половина графика (положительная область) иллюстрирует заряжение частиц микропорошка абразива при распылении, а нижняя половина (отрицательная область) дает представление о величине заряда частиц в ионном токе коронного разряда. Для нахождения функциональной зависимости, связывающей средние заряды с размерами частиц, удобно перейти к логарифмическим координатам (рис. 9). В данном случае зависимость q от r приближается к кубической (показатель степени п имеет значения порядка 2,7—2,8). Отклонения от квадратической зависимости заметны даже по рис. 8, где даны неосредненные значения q. Средние значения зарядов, использованные при построении рис. 9, представлены в табл. 3. Характеристика случайных колебаний удельной плотности зарядов q* для отдельных частиц была получена по методу, описанному в первом разделе. Повторяемость различных значений величины

	n an an an Arthur An Anna an Anna Anna Anna Anna Anna Ann				Таблица З
Радиус частиц, мк	Число частиц	Средний заряд	Радиус частиц, мк	Число частиц	Средний заряд
 Распылени распылите	е с помощью ля, положител	стеклянного ьные заряды	Распыление отр	в зоне корон ицательные за	ного разряда, аряды
3-4 4-5 5-6 6-7 7-8 8-9 9-10 10-11	$ \begin{array}{r} 3 \\ 6 \\ 17 \\ 15 \\ 29 \\ 18 \\ 5 \\ 1 \end{array} $	60 195 285 470 690 930 1300 2400	$\begin{array}{c} 3-4\\ 4-5\\ 5-6\\ 6-7\\ 7-8\\ 8-9\\ 9-10\\ 10-11 \end{array}$	$ \begin{array}{r} 3 \\ 10 \\ 17 \\ 18 \\ 27 \\ 20 \\ 5 \\ 1 \end{array} $	140 255 560 755 960 1520 1800 2000

- 8





1. В результате проведенных измерений получены количественные оценки, характеризующие совокупность наблюдаемых зарядов отдельных частиц исследуемых микропорошков.

2. Данные о симметричном заряжении люминофора в случае применения стеклянного и полихлорвинилового распылителей и резко несимметричном заряжении в случае применения металлического распылителя хорошо согласуются с результатами исследований Кункеля [3]. При заряжении порошка абразива в ионном токе отрицательной короны все частицы приобретали отрицательный заряд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соловьев В. А. Об одном методе измерения зарядов и размеров капель туманов. Труды ГГО, вып. 58 (120), 1956.

2. Махоткин Л. Г. Об измерении зарядов капель при испарении. Труды ГГО, вып. 97, 1960.

3. Лёб Л. Статическая электризация. Госэнергоиздат, М.-Л., 1963.

4. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд. АН СССР, М., 1955.

Т. В. ЛОБОДИН

О ВЛИЯНИИ ОБЛАЧНОСТИ НЕГРОЗОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ЗАРЯД ЗЕМЛИ

Сопоставляются годовые вариации облачности негрозового происхождения и градиента потенциала атмосферы. Показано, что облака негрозовых форм не могут быть причиной суточной и годовой унитарных вариаций градиента потенциала, а также не в состоянии поддерживать отрицательный заряд Земли.

Несмотря на то что атмосферное электричество изучается более 200 лет, до сих пор достоверно не выяснено самое основное — каковы причины сохранения и вариаций отрицательного заряда Земли.

В настоящее время наиболее разработанной и общепризнанной является теория, предложенная Вильсоном [9], по которой Земля и ионосфера являются обкладками гигантского сферического конденсатора, разность потенциалов между которыми составляет около 400 кв. Токи проводимости в зонах «хорошей погоды» постоянно разряжают, а в районах грозовой деятельности заряжают этот конденсатор.

Дальнейшие исследования [10] показали тесную качественную зависимость между унитарной вариацией градиента потенциала атмосферы и суточным ходом площади, занятой грозами на континентах земного шара. Измерения электрического поля атмосферы над океанами в период МГГ (1957—1959 гг.) и сопоставление полученных данных с грозовой деятельностью на земном шаре за этот же период показали удовлетворительную количественную связь между указанными величинами.

Казалось бы, несмотря на то что в этих расчетах не принималась во внимание интенсивность грозовых процессов, можно было считать взаимообусловленность существования унитарной вариации градиента потенциала атмосферы *E* и грозовой деятельности на земном шаре доказанной. Однако при сопоставлении годовых вариаций электрического поля атмосферы и грозовой деятельности на земном шаре неожиданно была получена антифазность ходов этих величин [2].

Если годовой ход грозовой активности не является определяющим для годовых вариаций *E*, то можно попытаться найти объяснение этому явлению, сопоставляя годовые вариации электрического поля атмосферы с изменениями объемных зарядов, связанных с наличием облаков негрозового происхождения. Эти сопоставления имеют смысл потому, что облака негрозового происхождения на земном шаре занимают площадь, примерно в 300 раз бо́льшую, чем грозовые облака. Интересно сопоставить токи подзарядки от грозовых облаков и облаков негрозового происхождения. Из работ [14, 1] следует, что грозовые облака могут обеспечить ток подзарядки порядка 1000—1800 а.

Ток подзарядки, вызванный наличием облаков негрозовых форм, можно выразить следующим образом:

$$I = \int_{S_0} \lambda E_1 dS , \qquad (1)$$

где I — ток подзарядки; λ — электропроводность воздуха на данном уровне; E_1 — увеличение градиента потенциала, вызванное наличием облачности; S_0 — площадь, занятая облаками.

Расчёты проведены для высоты 6 км, на которой $E_1 = 10$ в/м, $\lambda = (10 \div 12) 10^{-4}$ э. с. е. [3, 14].

Подставляя в уравнение (1) значение S_0 из табл. 1, а также E_1 и λ , получим $I = 250 \div 300$ а, т. е. величину, составляющую около 15% тока разрядки Земли.

Таблица 1

91 🗄

Площадь	I	-II	ĮΠ	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
					.1			- 10 - 1				
•Северное полушарие S ₁	127	122	128	127	132	130	135	135	130	128	127	128
Южное полушарие S ₂	146	142	140	142	142	145	152	153	140	141	145	142
Сумма S ₁ +S ₂	273	264	268	269	274	275	287	288	270	269	272	270
Разность $S_2 - S_1$.	19	20	12	15	10	15	17	18	10	13	18	14

Покрытие земного шара облачностью (S · 10^{-6'} км²)

Необходимо отметить, что в уравнении (1) значения S_0 и E_1 взяты с некоторым завышением. Если учесть различие в поляризации облаков и незначительное влияние облаков верхнего яруса на градиент потенциала, то значение I будет по крайней мере на порядок меньше тока разрядки Земли.

Говоря об электрических свойствах облаков и о том влиянии, которое они оказывают на электрическое поле атмосферы, следует помнить, что электрические заряды различных знаков не могут возникать или исчезать, а могут только разделяться в пространстве. Поэтому, очевидно, имеет смысл рассмотреть возможность заряжения земной поверхности за счет разделения объемных зарядов при наличии и отсутствии облачности.

Если считать в целом систему Земля — атмосфера электрически нейтральной, то можно вычислить вариации заряда Земли, связанные с изменениями облачности негрозового происхождения. Для этого сравним среднюю величину положительных объемных зарядов вертикального столба воздуха в ясную погоду с объемными зарядами при наличии облаков негрозовых форм. В данном случае не будем касаться той роли, которую играет облачность в перераспределении или создании объемных зарядов, так как до настоящего времени нет полной ясности, являются ли негрозовые облака генераторами объемных зарядов в атмосфере или величина и распределение по высоте последних обусловливается характером вертикального обмена.

Для выяснения той роли, которую играют негрозовые облака в поддержании и вариациях заряда Земли, необходимо знать занимаемую ими площадь. Для этой цели по данным [7, 13] о степени покрытия небосвода облачностью за отдельные месяцы для северного и южного полушарий были рассчитаны площади покрытия в каждом квадрате размером 10°×10°. Если указанный квадрат пересекает несколько различных изонеф, то суммарная площадь покрытия облачностью в ячейке находилась при помощи линейной экстраполяции. Полученные данные, несомненно, не претендуют на большую точность, однако для проводимых



Рис. 1. Годовой ход облачности и градиента потенциала.

ориентировочных расчетов вполне достаточны. Значения площадей, занятых облачностью, за различные месяцы для южного и северного полушарий, а также для всего земного шара приведены в табл. 1. В этой же таблице дана разность площадей, покрытых облаками, в южном и северном полушариях.

На рис. 1 приведено сопоставление годового хода *E*, выраженного в процентах отклонения от среднего значения [4] (кривая 1), и годового хода площади, занятой облачностью, для северного и южного полушарий, а также для всего земного шара (кривые 3, 4 и 2 соответственно).

Из табл. 1 и рис. 1 следует, что в среднем облачностью постоянно занято немногим более половины земного шара.

При этом в годовом ходе максимальное покрытие облачностью обоих полушарий и всего земного шара наблюдается в июле—августе,

а минимальное — в феврале — марте и в сентябре — октябре. Таким образом, кривые годового хода градиента электрического потенциала атмосферы и покрытия земного шара облачностью находятся в противофазе.

Для количественной оценки вариаций заряда Земли, связанных с наличием облачности, воспользуемся результатами измерений [3, 8 и 12]. Из расчета, проведенного по данным этих работ, следует, что в ясную погоду заряд вертикального столба воздуха сечением 1 м², простирающегося от земли до высоты 6—7 км, на которой происходит компенсация заряда Земли объемными зарядами атмосферы, составляет величину порядка 3,3—3,5 э. с. е/м².

Если взять среднюю величину объемных зарядов атмосферы при наличии облаков слоистых форм и рассчитать изменение заряда Земли ΔQ за счет годовой вариации облачности, то получим

$$\Delta Q = \int_{\Delta S} \left(\rho_2 - \rho_1 \right) dS , \qquad (2)$$

где ρ_2 и ρ_1 — заряд столба воздуха единичного сечения соответственно при наличии и отсутствии облаков негрозового происхождения, ΔS разность площадей покрытия облачностью в течение года. Подставляя в уравнение (2) взятые из работ [3] и [8] значения $\rho_2 - \rho_1 = 1,5$ э. с. e/M^2 и $\Delta S = 24 \cdot 10^6$ км², получим $\Delta Q = 10^4$ к, что составляет менее 2% собственного заряда Земли. Средняя же амплитуда годовой вариации градиента электрического потенциала и заряда Земли составляет 32% [4]. Следовательно, облачность негрозового происхождения не может быть причиной годовых вариаций *E*.

Расчеты проведены в предположении, что облака Ns с резко отличающимися объемными зарядами занимают площадь, намного меньшую суммарной площади остальных облаков. Кроме того, при расчетах площади, занятой облаками на земном шаре, учитывалась также облачность, которая не влияет или незначительно влияет на величину градиента потенциала у земной поверхности [5, 11]. Это облака типа Сi и Сс. Таким образом, значения суммарных объемных зарядов над всей земной поверхностью нами взяты с некоторым завышением.

Попытаемся выяснить, может ли облачность негрозового-происхождения быть причиной суточной унитарной вариации градиента электрического потенциала атмосферы.

Для точного решения этой задачи необходимо иметь данные о суточном ходе облачности по мировому времени для всего земного шара. Однако можно показать, что нет необходимости в точном знании суточного хода облачности негрозового происхождения. Действительно, если бы в суточном ходе вся облачность негрозового происхождения на земной поверхности в 3—7 час. по гринвичскому времени (заряд Земли минимальный), а в 18—19 час. она бы совершенно отсутствовала (заряд Земли максимальный), то и в этом случае вариации заряда Земли бы примерно в 2 раза меньше экспериментально полученных [5, 11]. Если же учесть распределение материков и океанов по земному шару, а также суточный ход (по гринвичскому времени) суши и моря при вращении Земли [6], то колебание заряда Земли, обусловленное суточных ходом' негрозовых облаков, составит около 10% наблюдаемых опытных значений.

Таким образом, облачность негрозового происхождения не может обеспечить подзарядку Земли и не является причиной таких атмосферноэлектрических явлений, как суточная и годовая унитарные вариации.

Следует отметить, что приводимые в настоящей работе количественные оценки, связанные с влиянием облачности негрозового происхождения, опираются на ограниченные данные, относящиеся в основном к измерениям, проведенным в нашей стране. Поэтому полученные выводы верны постольку, поскольку электрические характеристики описываемых облаков являются характерными для всего земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

- Мейсон Б. Д. Физика облаков. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
 Лободин Т. В. О причинах годового хода градиента электрического потенциала атмосферы. Теофиз. бюлл., № 13. Междуведомственный геофизический комитет при Президнуме АН СССР, М., 1963.
- Имянитов И. М., Шифрин К. С. Современное состояние исследований атмо-сферного электричества. УФН, т. 74, вып. 4, 1962.
 Парамонов Н. А. О годовом ходе градиента атмосферно-электрического потен-циала. ДАН СССР, т. 71, № 1, 1950.
- 5. Лободин Т. В. Некоторые результаты исследований электрического поля над
- океанами. Труды ГГО, вып. 97, 1960. 6. Герасименко В. И. К вопросу о причинах унитарной вариации электрического поля атмосферы. Уч. зап. ЛВИУ им. адмирала Макарова, вып. 10, 1958.
- 7. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
- 8. Материалы наблюдений напряженности электрического поля атмосферы на различных высотах в 1958—1959 гг. Под ред. И. М. Имянитова. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
- 9. Wilson C. T. R. The maintenance of the earth's electric charge. The Observatory, 45, 1922.
- 10. Whipple F. I. W. and Scrase F. I. Point discharge in the electric field of the earth. Geophys. mem., vol. 7, No 68, 1936.
- Mauchly S. I. Studies in atmospheric electricity based on observations made on Carnegie 1915—1921. Res. Depart. Terr. Magn., vol. 5, 1926.
 Clark J. F. The fair weather atmospheric potential and its gradient. Recent advances

- Schaw N. Manual of meteorology. Vol. 2, Cambridge, 1936.
 Gish O. H. and Wait G. R. Thunderstorms and the earth's general electrification. J. geophys. res., 55, p. 473, 1950.

В. И. СОЗИН

95

К ВОПРОСУ О ВЕЛИЧИНЕ ОТНОШЕНИЯ ПОЛЯРНЫХ ПРОВОДИМОСТЕЙ ВОЗДУХА У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Рассматривается влияние отдельных факторов на величину отношения полярных проводимостей воздуха у поверхности земли. На основании экспериментальных данных, полученных в 1962—1963 гг., дается оценка зависимости отношения полярных проводимостей от напряженности электрического поля атмосферы и скорости ветра.

Благодаря наличию так называемого электродного эффекта обычно средние значения положительной проводимости λ_+ больше соответствующих значений отрицательной проводимости λ_- , т. е. $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} > 1$ [1]. Однако при аномальных отрицательных значениях напряженности электрического поля атмосферы E наблюдалось обратное соотношение: $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} < 1$ [2]. Более детально связь между величиной отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и напряжен-

ностью поля Е еще не исследована.

Очевидно, величина отношения $\frac{\lambda_{+}}{\lambda_{-}}$ должна зависеть также от скорости ветра: при увеличении скорости ветра можно ожидать уменьшения величины $\frac{\lambda_{+}}{\lambda_{-}}$ вследствие усиления турбулентного перемешивания.

Кроме того, высказывалось предположение, что величина $\frac{\Lambda_+}{\lambda_-}$ зави-

сит от загрязненности воздуха [3].

Для экспериментальной проверки указанных связей можно воспользоваться результатами измерений полярных проводимостей воздуха у поверхности земли, проведенных в 1962—1963 гг. в районе г. Кирова. Измерения проводились на площадке лаборатории атмосферного электричества Кировского государственного педагогического института, расположенной у южной окраины г. Кирова. Для измерения полярных проводимостей воздуха у поверхности земли использовался метод сетки: полярные проводимости определялись по величине тока, текущего на горизонтальную измерительную пластину в искусственном электрическом поле, создаваемом сеткой [4]. Полярные проводимости λ₊ и λ₋ регистрировались самописцем попеременно; смена полярности производилась в измерениях 1962 г. через каждые 5 мин., в измерениях 1963 г. — через 0,5 часа. На основании полученных результатов определялась средняя

величина отношения полярных проводимостей 🕂 за каждый час.

Всего получено 129 часовых серий измерений за сентябрь—ноябрь 1962 г. и 316 серий за апрель—июнь 1963 г.

Одновременно с измерением проводимости проводилась непрерывная регистрация величины напряженности электрического поля атмосферы *E* на уровне земли электростатическим флюксметром системы ГГО [5]. Кроме того, анеморумбометром регистрировались скорость и направление ветра.

Результаты измерений

Средняя величина отношения полярных проводимостей $\frac{\gamma_{+}}{\lambda_{-}}$ у поверхности земли в районе г. Кирова незначительно превышает единицу: осенью 1962 г. она оказалась равной 1,11 (1,13 при E > 0 и 0,89 при E < 0), а весной 1963 г. — 1,03 (1,08 при E > 0 и 0,98 при E < 0).

Результаты отдельных измерений могут весьма значительно отличаться от указанных средних значений за период измерений. Так, по результатам измерений 1962 г. максимальная величина отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ составляет 1,68 (при напряженности поля E=304 в/м), а минимальная — 0,75 (E=72 в/м). Аналогичные колебания величины отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ наблюдались и в 1963 г.

Дневной ход величины $\frac{h_+}{h_-}$ и зависимость ее от напряженности электрического поля атмосферы

На рис. 1 показан дневной ход величины $\frac{-+}{\lambda_{-}}$, построенный по результатам измерений 1962 и 1963 гг. Числа у точек указывают количество часовых серий, при осреднении результатов которых получена данная точка. Здесь же приводится дневной ход величины напряженности электрического поля атмосферы *E* у поверхности земли за каждый период измерений. Хорошо видна прямая зависимость во временном ходе

величин $\frac{\kappa_+}{\lambda}$ и *E*.

Наряду с приведенным средним за период дневным ходом величин $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и *E*, представляет интерес ход этих величин в отдельные дни, особенно в те дни, когда электрическое поле атмосферы меняет направление. В 1962 г. наблюдалось два таких дня: 29 октября и 23 ноября. Ход величин $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и *E* за 29 октября, когда электрическое поле за короткий промежуток времени дважды меняло направление, представлен на рис. 2. Сильное влияние электрического поля атмосферы на величину отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ в этот день можно объяснить слабой турбулентностью атмосферы. Аналогичная зависимость величины $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ от направления поля наблюдалась и 23 ноября 1962 г.



Зависимость величины $\frac{+}{\lambda}$

от загрязнения воздуха

Как показали проведенные нами исследования, величина полярных проводимостей λ_+ и λ_- в месте наблюдения зависит от направления ветра. При северном ветре величины полярных проводимостей в среднем на 30% меньше, чем при ветрах других направлений. Это изменение, естественно, объясняется влиянием городских загрязнений воздуха. Поэтому результаты измерений, проведенных в 1963 г., были распределены на группы в зависимости от направления (по четырем основным румбам) и скорости ветра.

Для каждой группы найдено среднее значение величины $rac{\lambda_+}{\lambda}$. Эти

средние значения, а также число серий, за которые проведено осреднение, приведены в табл. 2 (по румбам). Легко видеть общий характер

					аолица 2
		Скоро	сть ветра,	м/сек.	
	1	2	3	4	5
	С	еверный	ветер		
<u>λ+</u> λ_ Число серий	1,17 3	1,07 16	1,02 49	1,00 6	1,00 7
	. 3	ападный	ветер		
$\frac{\lambda_+}{\lambda}$	1,08	1,06	1,00	0,99	
Число серий	15	15	32	17	
	Bo	сточный	ветер	,	
$\frac{\lambda_{+}}{\lambda_{-}}$	1,18	1,05	1,01	1,00	0,98
Число серий	6	24	25	13	8

зависимости между величиной $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и скоростью ветра для всех направлений. Средняя величина отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ также оказалась одинаковой для всех направлений и равной 1,03 (т. е. средней величине $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ за весь период измерений 1963 г.).

Таким образом, утверждение Ганна [3] о зависимости величины $\frac{1}{\lambda_{-}}$ от загрязнения воздуха не подтверждается данными наших измерений. Зависимость величины $\frac{\lambda_{+}}{\lambda_{-}}$ от скорости ветра

Применяемый нами метод измерений может приводить к некоторым погрешностям при небольших скоростях ветра, поэтому приведенная далее оценка имеет в значительной мере качественный характер.

Зависимость между величиной отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и скоростью ветра по всем измерениям 1963 г. (независимо от направления ветра, но при ма-



от скорости ветра.

Таблица З

Напряженность поля Е в/м<	0—50	50—100	>100
Отношение $\frac{\lambda_+}{\lambda}$ 0,90	0,93	0,93	1,02
Число серий	90	325	146

ступлении униполярных ионов извне, электризации частичек пыли и т. д.).

На некоторой высоте от поверхности земли (1-2 м), где электродный эффект менее заметен, а условия перемешивания лучше, чем у поверхности земли, можно ожидать еше меньших значений величины $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$. В табл. 3 приведена зависимость величины $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ от напряженности поля *E*, полученная по данным Свердловской ГМО за июль 1963 г. Здесь тоже видна прямая зависимость между величинами $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ и *E*, но величина отношения $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ меньше, чем у поверхности земли (измерения полярных проводимостей производятся в Свердловске на высоте 2 м). В табл. 4 показана зависимость величины $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ от скорости ветра (по

данным той же станции за июль-август 1963 г.), качественно согласующаяся с полученной нами зависимостью (табл. 2). Однако нельзя утвер-+ ждать, что более слабая зависимость величины -- от скорости ветра,

				a de la composición d	лица 4	
Скорость ветра, м/сек.	0	1	2	3	4	5
Отношение $\frac{\lambda_+}{\lambda}$	1,25	1,02	0,96	1,00	0,94	0,90
Число серий	6	42	60	47	18	12

полученная по наблюдениям в Свердловске, связана только с изменением высоты, на которой производились измерения. Возможно, что имеющиеся расхождения вызваны частично погрешностью применяемого нами метода измерений при очень слабом ветре.

ЛИТЕРАТУРА

Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеоиздат, Л., 1949.
 Красногорская Н. В. Исследование электричества атмосферы в районе Эльбруса. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1961.
 Gunn R. The ratio of positive and negative lighton conductivities within a neutral aerosol space. J. colloid sci., vol. 11, No 6, 1956.

 Изергин А. М. Прямой метод измерения вертикального конвективного тока в ат-мосфере на уровне земли. Уч. зап. Кировского гос. пед. ин-та, вып. 15, 1958.
 Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957.

Я. М. ШВАРЦ

О ПРИМЕНЕНИИ СИНХРОННЫХ ДВИГАТЕЛЕЙ В ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКИХ ФЛЮКСМЕТРАХ

Выводятся расчетные формулы, позволяющие получить спектральные характеристики напряжения, вырабатываемого электростатическим генератором флюксметра, при заданной неравномерности вращения экранной пластины. Определяются условия возможности применения синхронных двигателей, обладающих неравномерностью хода, в двух независимых датчиках флюксметров, электростатические генераторы которых соединены по дифференциальной схеме.

Практика работы с электростатическими флюксметрами показывает, что в качестве привода экранной пластины флюксметра для уменьшения электрических помех со стороны привода целесообразно применять синхронные двигатели. Роторы синхронных двигателей, и в особенности гистерезисных двигателей, при изменениях нагрузки, что в той или иной степени происходит на практике, склонны к качаниям [1]. Заметим, что неравномерностью хода обладают и двигатели постоянного тока с регулятором оборотов.

Рассмотрим, каким образом эти качания могут сказаться на применении двигателей со слегка изменяющейся относительно среднего положения скоростью вращения в электростатических флюксметрах, предназначенных для измерения в слабопроводящих средах [2] или построенных по дифференциальной схеме. В первом случае существенно получение и сохранение определенных фазовых соотношений между напряжениями сигнала, помехи и коммутирующего напряжения. Во втором случае существенно сохранение синфазности сигнальных напряжений, поступающих с датчиков, включенных по дифференциальной схеме.

Предполагая неравномерность скорости вращения экранной пластины в синхронных двигателях и двигателях с регулятором оборотов, мы утверждаем, что частота вращения не остается постоянной, а изменяется во времени, совершая колебания вокруг какого-то среднего положения. На математическом языке это

$$\omega = \omega_0 + \Delta \omega_1 \cos \left(\Omega_1 t + \psi_1 \right) + \Delta \omega_2 \cos \left(\Omega_2 t + \psi_2 \right) + \dots$$

где ω — круговая частота вращения, ω_0 — номинальная круговая частота вращения, $\Delta \omega_n$ — максимальная амплитуда соответствующей гармоники изменения частоты, Ω_n — круговая частота соответствующей гармоники изменения основной частоты вращения, ψ_n — фазовые углы.

Пусть площадь измерительной пластины S, экспонированная в поле, изменяется по закону

$$S = \frac{S_0}{2} \left(1 + \sin \omega t \right), \tag{1}$$

где S₀ — величина площади измерительной пластины.

Обычно площадь измерительной пластины меняется по линейному закону. Принятие синусоидального закона изменения площади упростит выводы, но не изменит их существа. Одновременно для простоты примем $\omega = \omega_0 + \Delta \omega \cos \Omega t$. Согласно [3, стр. 520], уравнение (1) можно представить в виде

$$S = \frac{S_0}{2} \left[1 + \sin\left(\omega_0 t + \frac{\Delta\omega}{Q} \sin Qt\right) \right].$$
 (2)

Выражение (2) можно представить в виде ряда Фурье

$$S = \frac{S_0}{2} \left[1 + \sum_{n = -\infty}^{\infty} J_n \left(\psi \right) \sin \left(\omega_0 + n \Omega \right) t \right], \qquad (3)$$

(4)

(5)

где $\psi = \frac{\Delta \omega}{\Omega}$ — индекс модуляции, $J_n(\psi)$ — функция Бесселя первого рода *n*-порядка.

Подставим выражение (3) в уравнение работы электростатического генератора датчика флюксметра, приведенное в [3]. В результате получим:

$$\frac{\frac{du_1}{dt} + \frac{u_1}{RC}}{\frac{du_2}{dt} + \frac{u_2}{RC}} = \frac{\frac{ES_0\sum_{-\infty} J_n(\psi)(f_0 + nF)\cos(\omega_0 + n\Omega)t}{4C}}{\frac{j_2S_0\left[1 + \sum_{-\infty} J_n(\psi)\sin(\omega_0 + n\Omega)t\right]}{2C}},$$

где $f_0 = \frac{\omega}{2\pi}$; $F = \frac{\Omega}{2\pi}$; u_1 — напряжение сигнала; u_2 — напряжение помехи; E — напряженность измеряемого поля; j_2 — плотность тока помехи; R, C — сопротивление и емкость нагрузки электростатического генератора.

Введем некоторые упрощения. Ввиду того что амплитуды членов разложения, имеющих порядковый номер, больший ψ , составляют незначительную величину по сравнению с амплитудой S до модуляции, можно ограничиться рассмотрением ряда с ограниченным числом членов исходя из условия $n_{\max} \leqslant \psi$. В этом случае

$$f_{\max} = f_0 \pm \psi F = f_0 \pm \Delta f$$

Как правило, $\Delta f \ll f$, поэтому уравнения (4) перепишем в виде:

$$\frac{du_1}{dt} + \frac{u_1}{RC} = \frac{ES_0 f_0 \sum_{-m}^m J_n(\psi) \cos(\omega_0 + n\Omega) t}{4C},$$
$$\frac{du_2}{dt} + \frac{u_2}{RC} = \frac{j_2 S_0 \left[1 + \sum_{-m}^m J_n(\psi) \sin(\omega_0 + n\Omega) t\right]}{2C},$$

где *т*≼∳

Решение этого уравнения дает следующие выражения:

$$u_{1} = \sum_{-m}^{m} u_{1n} \cos \left[(\omega_{0} + n\Omega) t + \varphi_{n} \right],$$

$$u_{0} = u_{02} + \sum_{-m}^{m} u_{2n} \sin \left[(\omega_{0} + n\Omega) t + \varphi_{n} \right],$$

$$u_{1n} = \frac{ES_{0} f_{0} J_{n} (\Psi) R}{4 \sqrt{R^{2} \omega_{0}^{2} C^{2} + 1}},$$

$$u_{2n} = \frac{f_{2} S_{0} J_{n} (\Psi) R}{2 \sqrt{R^{2} \omega^{2} C^{2} + 1}},$$

$$\varphi_{n} = \arctan \operatorname{tg} R \omega_{0} C.$$
(6)

Из выражений (6) следует, что спектр напряжений сигнала и помехи состоит из колебаний основной частоты fo и группы пар боковых частот



Рис. 1. Компенсационная схема для определения $\Delta \omega$ и Ω . $\square -$ синхронный или гистерезисный двигатель с электромагнитным генератором. $C_1=3$ мкф, $R_1=1.2$ ком, $R_2=90$ ком, $R_3=10$ ком, $R_4=15$ ком, $R_5=47$ ком, $R_6=10$ ком, рабочая частота f=750 гц.

 $f_0 \pm nF$. Прохождение такого напряжения через узкополосные *T*-образные фильтры, часто применяемые в измерительных схемах электростатических флюксметров, может вызвать значительные фазовые сдвиги отдельных гармоник. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при выборе ширины полосы пропускания фильтра и учитывать, если фазовые сдвиги окажутся существенными при расчете ослабления тока помехи синхронным детектором. При $n = \psi$ произведение $nF = \Delta f_{max}$. Величина Δf может быть определена экспериментально для данного типа двигателей на компенсационной схеме типа представленной на рис. 1, примененной для этой цели В. Г. Бородулиной и автором статьи. Здесь используется то обстоятельство, что величина напряжения, вырабатываемого синхронным генератором, жестко связанным с испытываемым двигателем, пропорциональна числу его оборотов.

Рассмотрим влияние неравномерности вращения экранной пластины на работу двух независимых датчиков, электростатические генераторы которых соединены по дифференциальной схеме. Двигатели датчиков питаются от одного и того же стабильного источника. Вычислим разность рабочих токов электростатических генераторов двух датчиков $i_1 - - i_2$, измерительные пластины которых экспонированы в электростатических полях напряженностью E_1 и E_2 соответственно.

Для определенности положим $E_1 = E_Q + E_E$, $E_2 = E_Q - E_E$. С учетом этого получим

$$i_1 = \frac{E_1}{4\pi} \frac{dS_1}{dt}, \quad i_2 = \frac{E_2}{4\pi} \frac{dS_2}{dt},$$
 (7a)

$$i_1 - i_2 = \frac{E_E}{4\pi} \frac{d(S_1 + S_2)}{dt} + \frac{E_Q}{4\pi} \frac{d(S_1 - S_2)}{dt}.$$
 (76)

Считаем, как и в предыдущем случае, что

$$S_{1} = \frac{S_{0}}{2} \left[1 + \sin \left(\omega_{0}t + \frac{\Delta \omega_{1}}{\Omega_{1}} \sin \Omega_{1} t + \varphi_{1} \right) \right],$$

$$S_{2} = \frac{S_{0}}{2} \left[1 + \sin \left(\omega_{0}t + \frac{\Delta \omega_{2}}{\Omega_{2}} \sin \Omega_{2} t + \varphi_{2} \right) \right].$$
(8)

Подставив S_1 и S_2 из (8) в (76) и выполнив дифференцирование, получим окончательно с учетом $\Delta \omega_1 \ll \omega_0$, $\Delta \omega_2 \ll \omega_0$

$$\begin{split} \dot{t}_{1} - \dot{t}_{2} &= \frac{E_{E} S_{0} \omega_{0}}{4\pi} \cos\left(\frac{\Delta \omega_{1}}{2\Omega_{1}} \sin\Omega_{1} t - \frac{\Delta \omega_{2}}{2\Omega_{2}} \sin\Omega_{2} t + \frac{\varphi_{1} - \varphi_{2}}{2}\right) \cos\left(\omega_{0} t + \\ &+ \frac{\Delta \omega_{1}}{2\Omega_{1}} \sin\Omega_{1} t + \frac{\Delta \omega_{2}}{2\Omega_{2}} \sin\Omega_{2} t + \frac{\varphi_{1} + \varphi_{2}}{2}\right) - \\ &- \frac{E_{Q} S_{0} \omega_{0}}{4\pi} \sin\left(\frac{\Delta \omega_{1}}{2\Omega_{1}} \sin\Omega_{1} t - \frac{\Delta \omega_{2}}{2\Omega_{2}} \sin\Omega_{2} t + \frac{\varphi_{1} - \varphi_{2}}{2}\right) \sin\left(\omega_{0} t + \\ &+ \frac{\Delta \omega_{1}}{2\Omega_{1}} \sin\Omega_{1} t + \frac{\Delta \omega_{2}}{2\Omega_{2}} \sin\Omega_{2} t + \frac{\varphi_{1} - \varphi_{2}}{2}\right). \end{split}$$
(9)

Из выражения (9) следует, что для действенной работы дифференциальной схемы необходимо, во-первых, выполнение условия $\varphi_1 \cong \varphi_2$. Во-вторых, если учесть, что при длительной работе будет такой момент, когда $\sin \Omega_1 t = 1$, а $\sin \Omega_2 t = -1$ (исключается как невероятный случай равенства $\Omega_1 = \Omega_2$), то сумма $\frac{\Delta \omega_1}{2\Omega_1} + \frac{\Delta \omega_2}{2\Omega_2}$ должна стремиться к нулю. Для серии однотипных двигателей с одинаковой нагрузкой, работающих в одинаковых условиях, сумма $\frac{\Delta \omega_1}{2\Omega_1} + \frac{\Delta \omega_2}{2\Omega_2}$ может быть заменена на $\frac{\Delta \omega_{cp}}{\Omega_{cp}}$, и окончательно второе условие действенной работы дифференциальной схемы выразится $\frac{\Delta \omega_{cp}}{\Omega_{cp}} \rightarrow 0$. Величины $\Delta \omega$ и Ω экспериментально могут быть определены с помощью компенсационной схемы (рис. 1).

Следует отметить, что если отношение $\frac{\Delta \omega_{cp}}{\Omega_{cp}}$ отличается от нуля, но много меньше единицы, то регистрируемая величина $(i_1 - i_2)$ будет испытывать небольшие периодические колебания, которые можно осреднить, применив на выходе электрическую цепь с соответствующей постоянной времени. Очевидно, допустимое значение $\frac{\Delta \omega}{\Omega}$ зависит также от ожидаемого отношения $\frac{E_Q}{E_E}$ [см. (9)]. Чем больше это отношение, тем меньше должно быть $\frac{\Delta \omega}{\Omega}$.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ю феров Ф. М. Электрические двигатели автоматических устройств. Госэнергоиздат, 1959.
- Имянитов И. М., Гдалевич Г. Л., Шварц Я. М. Измерение напряженности электростатического поля у поверхности геофизических ракет, движущихся в верхних слоях атмосферы. Искусственные спутники Земли, вып. 17, 66, 1963.
 Дробов С. А. Радиопередающие устройства. Воениздат, М., 1951.

В. И. СОЗИН

ПРИБОР ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ГРАДИЕНТА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ ВОЗДУХА

Рассматривается конструкция прибора для градиентных измерений электрической проводимости воздуха, изготовленного по схеме, предложенной И. М. Имянитовым [1]. Приводятся результаты полевых испытаний прибора, а также предварительные данные измерений разности проводимостей на уровнях 12 и 112 см от поверхности земли, проводившихся летом 1957 г. около Ленинграда. Подчеркнуто ограниченное значение полученных результатов

Для намечавшихся измерений градиента электрической проводимости воздуха у поверхности земли нами был изготовлен прибор, предложенный И. М. Имянитовым [1]. Как известно, этот прибор представляет собой совокупность двух аспирационных конденсаторов, работающих по методу зарядки. Улавливающие пластины конденсаторов соединяются с ножами электрометра. Показания электрометра пропорциональны искомой величине разности проводимостей воздуха на двух уровнях. В переводной коэффициент входят следующие параметры: 1) емкости собирающего электрода и соединенных с ним проводников, 2) расстояния между пластинами конденсатора, 3) разности потенциалов между пластинами, 4) площадь улавливающей пластины, 5) время экспозиции. Величину каждого из указанных параметров можно определить с точностью 2%. С такой же точностью можно измерить разность потенциалов на ножах электрометра. Поэтому суммарная погрешность измерений будет меньше 12%. Учитывая, что в действительности могут быть некоторые отклонения от полной симметрии прибора, можно принять для уверенности, что погрешность измерений градиента проводимости с помощью прибора И. М. Имянитова не превышает 20-25%.

Конструкция прибора

Для повышения точности измерений данным методом очень важно, чтобы датчики прибора (аспирационные конденсаторы) были выполнены совершенно одинаково как механически, так и с точки зрения электрической схемы прибора. В качестве датчиков прибора используются плоские конденсаторы с прямоугольными пластинами размерами 15×30 см, расположенными на расстоянии h = 5 см друг от друга. Улавливающие пластины крепятся на изоляторах из фторопласта. Вспомогательные пластины изолированы от корпуса эбонитом. Конструкция крепления вспомогательных пластин позволяет регулировать расстояние между пластинами конденсатора для симметрирования датчиков прибора.

На вспомогательные пластины обоих датчиков подается потенциал V = 300 в от общей батареи. С делителя напряжения, питающегося от той же батареи, подается потенциал на нить электрометра. Потенциометром можно менять величину этого потенциала и тем самым чувствительность электрометра.

Корпус прибора металлический, он служит одновременно экраном для конденсаторов и воздуховодом при прососе воздуха. Для обеспечения одинаковой скорости прососа в приборе используется общий вентилятор, создающий скорость прососа воздуха, удовлетворяющую известному условию [1], больше 7 м/сек.

В расчетную формулу прибора входит еще емкость улавливающего электрода и соединенных с ним проводников и ножа электрометра. Так как датчики прибора располагаются в описанной конструкции на расстоянии 100 см друг от друга, емкость соединительных проводников, размещенных в экранирующей трубке, может оказать значительное влияние на электрическую симметричность схемы. В связи с этим в приборе предусмотрена возможность изменения в небольших пределах емкости C в одном из датчиков для симметрирования схемы.

Испытания прибора

Для проверки работы прибора были проведены его испытания в полевых, условиях. Испытания проводились на территории метеостанции ГГО близ пос. Колтуши (Ленинград) летом 1957 г.

Несмотря на перечисленные выше мероприятия, направленные на обеспечение симметрии прибора, необходимо было проверить, обеспечивает ли достигнутая симметрия прибора достаточную точность измерений разности проводимостей воздуха на двух уровнях. С этой целью были изготовлены два одинаковых заборника воздуха, представляющих собой Γ -образные трубы длиной 100 см и диаметром 12 см. В зависимости от положения заборников обеспечивалась подача воздуха в каждый аспирационный конденсатор с того или другого уровня. При испытаниях прибора использовались три следующих положения заборников:

1) в верхний датчик поступает воздух с высоты 112 см, в нижний датчик — с высоты 12 см;

2) в верхний датчик поступает воздух с высоты 12 см, в нижний датчик — с высоты 112 см;

3) в оба датчика поступает воздух с одного уровня (приблизительно 60 см).

Если прибор идеально симметричен и измеряемая величина $\Delta\lambda$ не меняется за время измерения, то, очевидно, показания электрометра во время измерений разности проводимостей воздуха $\Delta\lambda$ на уровнях 12 и 112 см при первом и втором положениях заборников должны быть одинаковы по величине и противоположны по знаку. При третьем положении заборников нить электрометра должна оставаться на нуле. Так как при испытаниях прибора в полевых условиях измеряемая величина разности проводимостей $\Delta\lambda$ меняется со временем, мы можем ожидать равенства лишь средних значений абсолютных величин $\Delta\lambda$, полученных при попеременном измерении $\Delta\lambda$ в первом и втором положениях заборников.

Испытание прибора показывает также, что нить электрометра при третьем положении заборников не всегда остается на нуле, т. е. нуль прибора (так мы будем называть в дальнейшем положение нити электрометра при третьем положении заборников) не всегда совпадает с нулем электрометра. Этот своеобразный дрейф нуля прибора происходит достаточно медленно, и поэтому влияние его можно легко исключить. Для этого перед каждым измерением разности проводимостей $\Delta\lambda$ прово-

дится проверка нуля прибора при третьем положении заборников (с таким же временем экспозиции, что и основное измерение). Отсчет показаний электрометра при измерении $\Delta\lambda$ производится от найденного «нуля прибора», а не от нуля шкалы электрометра.

В табл. 1 приведены результаты 20 серий испытаний прибора с целью выяснения симметричности схемы:

Таблица 1

Положение заборников воздуха

> 1 2 3

Положительная полярность

+19	+18	+19	+18	+20`	+17	+18	+16	+19	+17
	20	-20	-21	—19		-15	-17		-17
1	_1	_1	1	.0	0	- 41	0	<u>_1</u> 1	+1
	•				Ŭ				! *

Показания электрометра

Отрицательная полярность

3	+1	0	+1	+1	+2	+1	+2	+2	+1	+2
2	21	-22	24	—23	22	-21	20	-21	24	-22
Ĩ	+22	+24	+25	+-24	+26	+25	+27	+26	+26	+28
						· · ·	2 · · · ·			

Каждая серия включает в себя измерения разности проводимостей $\Delta\lambda$ одной полярности при такой последовательности положений заборников: 1, 3, 2. Такое чередование позволяет производить отсчеты показаний электрометра в первом и втором положениях от общего нуля прибора (третье положение). Все 10 серий измерений каждой полярности проведены непрерывно друг за другом.

В табл. 1 приведены показания электрометра в делениях шкалы. Цена одного деления составляет приблизительно $0,28 \cdot 10^{-6}$ э.с. е. проводимости. Знак + или — указывает направление отклонения нити электрометра. По данным табл. 1 найдены средние значения $\Delta\lambda$, полученные при первом и втором положениях заборников, а также их отношение (табл. 2).

Таблица 2

Положение	Положите	ельная поляр	ность	Отрицательная полярность			
заборников воздуха	$\begin{array}{c} \Delta\lambda_{+}\cdot 10^{6}\\ \text{ s. c., e.} \end{array}$	σ·10 ⁶ э. с. е.	$\frac{\sigma}{\Delta\lambda} 0/0$	Δλ 10 ⁶ э.с.е.	σ·10 ⁶ э. с. е.	$\frac{\sigma}{\Delta\lambda} 0/0$	
1	5,15	0,43	8,3	6,85	0,37	5,4	
2 Отношение <u>(1)</u> %	5,30 97	0,40 —	7,6 —	6,65 1,03	0,34	5,1 / —	

Из табл. 2 видно, что расхождение средних значений $\Delta\lambda$, полученных при первом и втором положениях заборников, даже при небольшом количестве измерений достаточно мало́ (не превышает 3% для каждой полярности). Можно ожидать, что при большем количестве измерений расхождение значений средних величин $\Delta\lambda$ будет еще меньше.

Результаты измерений

Кроме описанных испытаний прибора, летом 1957 г. были проведены и первые измерения разности проводимостей этим прибором. Несмотря на то что измерения эти проводились недостаточно систематично, полученные результаты позволяют сделать некоторые предварительные выводы как о характере изменения полярных проводимостей воздуха с высотой в слое до 1 м от поверхности земли, так и о величине этого изменения.



Рис. 1. Соотношение градиентов полярных проводимостей воздуха (по измерениям 1957 г.).

В июле и августе 1957 г. было проведено 119 серий измерений в течение 15 дней. Для выяснения характера изменения $\Delta\lambda$ с высотой результаты этих измерений нанесены на рис. 1 в системе координат $\Delta\lambda_+$, $\Delta\lambda_-$. Абсцисса каждой точки определяет величину разности положительных проводимостей $\Delta\lambda_+ = \lambda_{1+} - \lambda_{2+}$ для данной серии, а ордината — величину разности отрицательных проводимостей $\Delta\lambda_- = \lambda_{1-} - \lambda_{2-}$ для той же серии (λ_1 — величина проводимости на высоте 12 см, λ_2 — величина проводимости на высоте 12 см, λ_2 — величина проводимости на высоте 112 см).

Рассмотрение результатов показывает, что за период измерений наблюдалось следующее соотношение между изменениями полярных проводимостей с высотой (от 12 до 112 см):

1) в подавляющем большинстве случаев (71%) обе полярные проводимости убывали с высотой,

в 14% случаев обе полярные проводимости возрастали с-высотой,
 в 12% случаев положительная проводимость возрастала с высотой,
 а отрицательная очень незначительно убывала,

4) в 3% случаев положительная проводимость убывала с высотой, а отрицательная возрастала.
Таким образом, в 85% случаев обе полярные проводимости изменялись с высотой в одном направлении. Этот результат противоречит схеме изменения полярных проводимостей с высотой, выдвинутой Хоггом [2], и хорошо согласуется с результатами измерений О'Доннеля [3].

		Іаолица З		
Полярность	Δλ	λ	$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} 0/0$	
Положительная Отрицательная	6 (4) 5 (4)	74 60	8 (5) 8 (7)	

Для общей характеристики полученных данных в табл. 3 даются средние значения $\Delta\lambda$ и λ (у поверхности земли) в э. с. е. · 10⁻⁶, а также относительные величины Δλ в процентах к проводимости у поверхности земли. Если отбросить несколько выскакивающих значений Δλ и воспользоваться только точками, поместившимися на рис. 1 (они охватывают 96% всех данных), то средние значения $\Delta\lambda$ окажутся еще меньшими (соответствующие величины указаны в табл. 3 в скобках).

Необходимо подчеркнуть, что результаты проведенных измерений имеют весьма ограниченное значение. Чтобы убедиться в этом, достаточно сопоставить полученные оценки с результатами непрерывной регистрации проводимости в павильоне атмосферного электричества ГГО в Воейково за соответствующие месяцы 1957 г. (расстояние между павильоном и местом, где проводились градиентные измерения, составляет всего 4 км). Проводимость регистрировалась в Воейково с помощью установки Аллика на высоте около 3 м над поверхностью земли; в течение рассматриваемого периода (август—сентябрь 1957 г.) значения λ_- были систематически несколько больше значений λ_+ (в среднем коэффициент униполярности $k \approx 0.95$). По нашим измерениям (табл. 3) получилось обратное соотношение ($\lambda_+ > \lambda_-, k=1,24$).

Существенно отличались по величине и средние значения проводимости; в Воейково средние месячные значения λ_{+} на 20%, а λ_{-} даже на 50% превышали указанные в табл. З средние величины (в то время как по градиентным наблюдениям проводимость немного уменьшается с высотой).

Следует также указать, что, по данным наблюдений Г. Е. Федорова [4], который в 1955 и 1956 гг. проводил измерения проводимости на разных высотах у поверхности земли (0, 1, 2 и 3 м) с помощью приборов Гердиена, вертикальные градиенты λ в этом слое даже в среднем могут значительно превосходить полученные нами значения Δλ. Кроме того, как отмечено в статье [4], в пределах нижнего 3-метрового слоя встречаются вертикальные профили проводимости различных типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Гостехиздат, М., 1957. 2. Hogg A. R. The conduction of electricity in the lowest levels of the atmosphere. Me-

moirs of Comm. solar observ., 7, 1939.

3. O'Donnel G. Electrical conductivity and small-ions concentration of the atmosphere at one meter above ground and conductivity at ground level. J. atm. and terr.

phys., 2, No 4, 1952. 4. Федоров Г. Е. Опыт измерения проводимости воздуха у поверхности земли в летнее время. Уч. зап. Кировского гос. пед. ин-та, вып. 15, 1958.

Н. А. ПАРАМОНОВ

К ВОПРОСУ УНИФИКАЦИИ ЕДИНИЦ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА

Рассмотрены вопросы унификации единиц, используемых при обработке атмосферно-электрических наблюдений и составлении таблиц ежечасных данных. На основе учета всех требований, предъявляемых к этим единицам, рекомендуется градиент потенциала выражать в 10 в/м, проводимость воздуха — в 10^{-15} 1/ом м, плотность вертикального электрического тока проводимости — в 10^{-13} а/м², плотность объемного заряда в 10^{-12} к/м³, концентрацию ионов — в 10^{-7} ион/м³. Ежечасные значения необходимо указывать в целых числах, и только средние часовые значения за месяц вычисляются с точностью до десятых долей принятых единиц.

Для выражения величин элементов атмосферного электричества существует слишком большое число единиц измерения. Достаточно отметить, что вертикальный ток проводимости выражается в восьми единицах, а именно: в э. с. е/см² · 10⁻⁸, в э. с. е/см² · 10⁻⁷, в э. с. е/см² · 10⁻⁶, в а/см² · 10⁻¹⁶, в а/см² · 10⁻¹⁴, в а/м² · 10⁻¹⁴, в а/м² · 10⁻¹², в а/км² · 10⁻⁸, градиент потенциала электрического поля в атмосфере — в трех единицах: в/м, дкв/м, в/см.

Нередко употребляются произвольно выбранные единицы измерения, в которых используются практическая и абсолютная системы единиц, например а/см², в/см и т. д. Иногда один элемент выражается в практической системе, другой — в абсолютной, а третий, который получается из первого и второго, — в смешанных единицах.

Все это затрудняет сравнение результатов измерений и приводит иногда к трудно замечаемым и не поддающимся учету ошибкам. Само сравнение требует значительной затраты времени и затрудняет обработку материалов наблюдений. Например, при вычислении вертикального тока проводимости из градиента потенциала, выраженного в практической системе единиц, и проводимости воздуха, выраженной в абсолютной системе единиц, необходимо каждый раз проделывать лишнее действие умножения или деления. Если же все элементы выражать в одной системе единиц, то лишние действия исключаются и обработка значительно упрощается.

В период МГСС материалы наблюдений за основными элементами атмосферного электричества будут собираться в один центр, там они будут подготавливаться к печати, опубликовываться, а затем сравниваться и обобщаться. Следовательно, к настоящему времени назрела необходимость перехода к унифицированным единицам измерения элементов атмосферного электричества.

При выборе унифицированных единиц измерения было принято во внимание следующее: 1) удобство обработки и сравнения материалов наблюдений, 2) существующие стандарты единиц измерения и рекомендации Всемирной организации мер и весов о быстрейщем переходе к единой системе мер и весов (м, кг, сек.) во всех отраслях знаний, 3) гарантированная точность измерения и требования к точности со стороны теории и практики.

Исходя из этого, основные элементы атмосферного электричества рекомендуется выражать в следующих унифицированных единицах: градиент потенциала электрического поля в атмосфере в дкв/м, электрическую проводимость воздуха в 1/ом · м · 10⁻¹⁵, плотность вертикального электрического тока проводимости в атмосфере в а/м² · 10⁻¹³, плотность объемного заряда воздуха в к/м³ · 10⁻¹², пользуясь только целыми числами.

Эти единицы измерения позволят вычислять вертикальный ток проводимости путем простого умножения величины градиента потенциала на проводимость воздуха без дополнительного действия деления и позволят упростить обработку материалов наблюдений за градиентом потенциала путем исключения отдельных ее операций.

В этих единицах нормальные величины градиента потенциала, проводимости воздуха, плотности вертикального электрического тока проводимости и плотности объемного заряда воздуха будут выражаться двузначными целыми числами (именно в пределах гарантированной точности измерения), при этом число письменных знаков сокращается почти на одну треть, так как значения элементов будут выражаться на один (не гарантированный точностью измерений) знак меньше.

Эти единицы измерения достаточны для того, чтобы выявить возмущение элемента, равное 5% и менее. В самом деле, при ошибке измерения 15% отклонение в 5% может быть выявлено в среднем из 10 от-

дельных его измерений, а именно: $\Delta 5\% = \frac{\Delta 15\%}{\sqrt{n}}$, где n — число случаев,

равное 9, и
$$\Delta 2\% = \frac{\Delta 15\%}{\sqrt{n}}$$
, где $n = 64$.

Рассчитывать на большую точность измерений элементов атмосферного электричества пока нельзя из-за многочисленных, и не поддающихся строгому учету их связей с различными факторами.

Величина	Табличное значение Х _т	Множитель <i>М_{тЕ}</i>
Градиент потенциала V Напряженность поля E Проводимость λ Плотность вертикально-	$\begin{array}{c} 10^{-1} (V' \text{ B/M}) \\ 10^{-1} (E \text{ B/M}) \\ 10^{15} (\lambda 1/\text{oM} \cdot \text{M}) \end{array}$	3,33.10-43,33.10-49.10-62.10.8
го тока Объемный заряд р Концентрация ионов <i>N</i>	$\begin{array}{c} 10^{13} (t_{\lambda} \ a/M^2) \\ 10^{12} (\rho \ K/M^3) \\ 10^{-7} (n \ 1/M^3) \\ 10^{-8} (N \ 1/M^3) \end{array}$	3.10^{-6} 3.10^{-9} 10 10^{2}

Таблица 1

Таким образом, предлагаемые единицы измерения элементов атмосферного электричества являются удобными для обработки материалов наблюдений, простыми и наглядными при всевозможных сравнениях. Выбранные единицы отвечают гарантированной точности измерений (при употреблении целых чисел) и соответствуют введенному с 1 января 1963 г. общесоюзному стандарту (ГОСТ 9867—61).

В заключение дадим общий список табличных величин с указанием переводных множителей для перехода от табличных значений $X_{\rm T}$ к значениям X_E , выраженным в абсолютной электростатической системе единиц (СГСЭ) (табл. 1). Такой переход может встретиться при сопоставлении старых и новых данных. Чтобы получить значение данной величины в СГСЭ, достаточно табличное значение $X_{\rm T}$ умножить на соответствующий коэффициент $M_{\rm TE}$.

И. М. ИМЯНИТОВ, Е. В. ЧУБАРИНА

ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЛОИСТО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ

На основании данных вертикальных зондирований напряженности электрического поля в слоисто-дождевых облаках получены типичные электрические структуры смещанных, теплых и снежных облаков. В смешанных и теплых облаках эта структура сводится к отрицательному заряду в средней части облака, выше и ниже которой расположены положительные заряды. Показано, что такая структура может проявиться вследствие единого процесса электризации. Отмечена роль процессов таяния в электризации смещанных облаков. Указывается, что «зеркальный» эффект под этими облаками проявляется как следствие заряжения облака осадками, а не как следствие перезарядки частиц осадков, как это обычно предполагалось.

Существование слоисто-дождевых облаков тесно связано с их электрическими свойствами.

С одной стороны, электрические характеристики облаков являются следствием развития последних и могут, особенно макрохарактеристики, служить индикатором, характеризующим состояние облаков. Как было показано ранее, ряд электрических характеристик облаков существенно меняется по мере изменения таких свойств облаков, как их толщина [1], движения воздуха в них [2], укрупнение частиц [3, 4].

С другой стороны, ряд процессов, определяющих состояние облаков, зависит от их электрических характеристик. В частности, при росте электрических зарядов мелких капель увеличивается вероятность их слияния, если заряды разноименны [5, 6], и электрические силы в этом случае могут играть определяющую роль. При росте напряженности электрического поля растет эффективность слияния сталкивающихся капель диаметром сотни микрон: от 30% при отсутствии электрического поля до 90% в полях напряженностью 15 в/см и до 100% в полях напряженностью несколько десятков в/см [7]. Можно ожидать, хотя этот эффект еще экспериментально не изучен, что еще бо́льшую роль будет играть электрическое поле при слиянии облачных капель.

Исследования слоисто-дождевых облаков могут в какой-то мере помочь изучению условий развития грозовых облаков, хотя и нельзя ожидать, как это делает Чалмерс [8], полной тождественности условий их развития, сводя различия только к масштабам явления. Дело в том, что в слоисто-дождевых облаках существует ток, заряжающий их, связанный с выпадением осадков, и эта сторона процесса оказывается общей и для слоисто-дождевых, и для кучево-дождевых облаков, несмотря на то что условия электризации частиц в обоих видах облаков безусловно различны. То обстоятельство, что в слоисто-дождевых обла-

8 Sakas № 30

ках можно рассматривать электрические процессы квазистационарными и протекающими в одномерном пространстве, существенно облегчает изучение условий их заряжения выпадающими осадками. В слоистодождевых облаках, как и в кучево-дождевых, также возникают токи проводимости и диффузии, уменьшающие поляризацию и заряжение облаков. Наконец, исследование электрических характеристик слоистодождевых облаков имеет значение для изучения собственно атмосферного электричества, так как это пополняет сведения об электрическом состоянии атмосферы и условиях ее заряжения.

Многие исследователи указывали на важность и сложность исследования электрической структуры слоисто-дождевых облаков. Сиварамакрищнан в 1962 г. [9] писал, что «в любом обсуждении природы происхождения электрического заряда, переносимого дождем, и зарядов, вызывающих изменение напряженности поля, необходимо рассмотреть электрическую структуру облака» и что «очень мало, однако, известно, что-либо об электрической структуре облаков, дающих продолжительный дождь, а именно Ns. . .». Дальше он отметил экспериментальные трудности такого исследования. Чалмерс [8] в 1958 г. указал на то, что «электрические эффекты, несомненно, возникают в связи со слоисто-дождевыми облаками, но они много слабее таковых, связанных с кучево-дождевыми облаками, и, следовательно, их исследовать более трудно», и далее: «электрическая структура слоисто-дождевого облака интересна не только сама по себе, но полученные результаты могут быть использованы для решения проблемы разделения зарядов в кучево-дождевых облаках».

Первую попытку построения электрической структуры слоисто-дождевых облаков сделал Чалмерс [8], использовавший для расчета сведения о токе на землю и напряженности поля у земли при прохождении этих облаков, а также ряд предположений об условиях, при которых возникает электризация частиц осадков, и уровнях, на которых она происходит. Используя те или иные допущения, Чалмерс получил несколько возможных электрических структур облаков.

Первым экспериментальным исследованием, обобщающим макрохарактеристики слоисто-дождевых облаков, явились работы [1, 10], в которых впервые рассматривались экспериментальные данные о величинах поля, о распределении напряженности электрического поля в этих облаках по высоте и делалась попытка выявления их электрической структуры.

В работах, в частности, отмечалось, что электрическая структура слоисто-дождевых облаков в ряде случаев более сложна, чем структура других облаков слоистых форм. Мы предположили, что эти результаты могли в какой-то степени быть связанными с принятыми методами обработки.

В настоящей статье приводятся результаты дальнейшего изучения материалов, полученных с помощью изложенной в [11] методики во время систематических зондирований хода напряженности электрического поля с высотой.

Данные о ходе напряженности электрического поля с высотой в дни со слоисто-дождевой облачностью

Для получения типичных профилей напряженности электрического поля применялся метод приведенных высот, использованный нами ранее [11]. В обработке в значительной степени использовали материалы из [29]. Отдельно сравнивались значения напряженности поля на приведенных высотах под облаками, в облаках и над ними в основном по материалам исследований в Ленинграде.

Известно (см., например, [8]), что слоисто-дождевые облака, из которых выпадает дождь или снег, имеют различные электрические характеристики. Поэтому была сделана попытка выявить особенности облаков, дающих жидкие и твердые осадки. Для более четкого разделения этих облаков изучалась отдельно электрическая структура «теплых» облаков, когда высота нулевой изотермы превыщала высоту верхней кромки облака, и электрическая структура облаков, существовавших в дни, когда в области измерения отмечались только отрицательные температуры. Было установлено, что встречаются как положительно (примерно ²/₃ всех случаев), так и отрицательно поляризованные облака. В данной статье рассмотрены только структуры облаков, поляризованных положительно.

а. Электрическая структура слоисто-дождевых облаков, дающих осадки в виде дождя. Распределение напряженности поля в этих облаках представлено на рис. 1 *а*, построенном на основании осреднечия данных о 21 облаке, имеющем среднюю толщину 3000 м и высоту нижней кромки 700 м.

Вблизи основания облака и выше, вплоть примерно до одной третьей части его толщины, напряженность поля мало меняется по сравнению с его значениями под облаком. Основные изменения напряженности поля приходятся на остальную, верхнюю часть облака. Причем в середине облака напряженность поля растет, а вверху падает. Над облаком напряженность поля очень медленно падает и даже на предельной высоте зондирования (6000 м) еще равна ~ 0,5 в/см.

Таким образом, под облаком и в нижней его трети располагается положительный объемный заряд. Общий заряд вертикального столба единичного сечения в этой области составляет +0,8 э. с. e/m^2 . В средней трети облака располагается отрицательный заряд величиной около -18 э. с. e/m^2 ; наконец, в верхней части облака располагается положительный заряд величиной около +11 э. с. e/m^2 . Над облаком располагается также положительный заряд +3,2 э. с. e/m^2 . Облако в целом не только поляризовано, но и заряжено отрицательно зарядом около -9 э. с. e/m^2 .

Вся толща атмосферы до высоты 6000 м также заряжена в среднем отрицательно. Заряд атмосферы около —4 э. с. е/м².

Потенциал атмосферы на высоте 6000 м в дни с этими облаками равен $V_{6000} \simeq 5,5 \cdot 10^5$ в. Следует отметить, что потенциал — характеристика, резко зависящая от распределения напряженности поля, в один из дней с облаками подобного вида $V_{6000} = 30 \cdot 10^6$ в.

б. Электрическая структура слоисто-дождевых облаков, дающих осадки в виде снега. Распределение напряженности поля в этих облаках дано на рис. 1 б, построенном на основании осреднения данных о 40 облаках, имеющих среднюю толщину 3200 м и высоту нижней кромки 600 м.

Напряженность электрического поля под типичным облаком отрицательна и очень слабо возрастает с высотой.

В нижней четверти облака напряженность поля мало меняется по сравнению с его значением под облаком. В середине облака напряженность поля растет, а в его верхней части падает.

Над облаком напряженность поля медленно падает. На предельной высоте зондирования (6000 м) она становится равной —0,1 в/см. Отрицательный заряд в нижних частях облака и непосредственно под ним равен около —0,5 э. с. е/м². Отрицательный заряд в средней части облака

8*





равен —4,5 э. с. е/м². Положительный заряд в верхней части облака равен +1,5 э. с. е/м². Над облаком располагается также положительный заряд около +2 э. с. е/м².

Облако в целом не только поляризовано, но и заряжено отрицательным зарядом около —3 э. с. е/м².

Вся толща атмосферы до высоты 6000 м также заряжена в среднем отрицательно, средний заряд равен —1,5 э. с. е/м². Потенциал атмосферы на высоте 6000 м равен примерно 10⁵ в.

в. Электрическая структура смещаиных слоистодождевых облаков. В этом разделе рассмотрены облака, дающие осадки в виде дождя или снега, но в которых нулевая изотерма проходит где-то внутри облака. В этом случае прямое использование ранее примененной методики нахождения характерной структуры приводит к выводу, что такие облака состоят из четырех, располагающихся друг над другом слоев с различными зарядами. Было сделано предположение, что в этом случае на электрической структуре облака сказывается высота нулевой изотермы. Напомним, что метод приведенных высот может дать положительные результаты, если на участках осреднения наблюдаемая структура является только функцией высоты. Поэтому структура определялась для приведенных высот в интервалах: высота нижней кромки облака — уровень прохождения нулевой изотермы и уровень прохождения нулевой изотермы — высота верхней кромки облака. Распределение напряженности поля в этих облаках приведено на рис. 1 в, построенном на основании осреднения данных о 30 облаках, имеющих среднюю толщину 3700 м и высоту нижней кромки 900 м.

Напряженность поля под типичным облаком отрицательна и относительно быстро убывает с высотой. Положительный заряд, расположенный под облаком, равен около +2,5 э. с. е/м². В нижней трети облака также расположен положительный заряд около +4 э. с. е/м², вынуждающий упасть напряженность поля примерно до —2 в/см. В средней части облака располагается отрицательный заряд величиной около —15 э. с. е/м², приводящий к росту средней напряженности поля до +4,0 в/см. В самой верхней части облака создается очень небольшой положительный заряд (величиной около +1 э. с. е/м²), уменьшающий напряженность поля на верхней границе до +3,4 в/см. Выше облака также существует положительный заряд, равный +5 э. с. е/м². Под его действием напряженность поля убывает, но еще на высоте 6000 м имеет значение +0,75 в/см.

Облако не только поляризовано, но и имеет избыточный отрицательный заряд —10 э. с. е/м². Атмосфера в целом также имеет отрицательный заряд около —2,5 э. с. е/м².

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что учет прохождения нулевой изотермы привел к проявлению в облаках этого вида относительно простой типичной структуры, которая по внешнему виду удивительно напоминает полученную Симпсоном и Скрейзом для кучеводождевых облаков.

Обсуждение результатов измерений

а. Типичные структуры слоисто-дождевых облаков. Полученные типичные электрические структуры слоисто-дождевых облаков представлены в схематическом виде на рис. 2.

Электрические структуры облаков смешанного строения (рис. 2 *a*) и чисто водяных теплых облаков (рис. 2 *б*) весьма подобны: в центре облака располагается значительный отрицательный заряд, под ним и над ним — положительные заряды. В теплом облаке величина верхнего положительного заряда значительно превышает величину положительного заряда в верхней части смешанного облака.

Электрическая структура «снежных» облаков, при которых нулевая изотерма проходит ниже нижней границы облака (рис. 2 в), несколько отлична от рассмотренных выше. Основное различие сводится к тому,



а — облака смешанного строения, б — теплые облака, в — облака с отрицательными температурами.

что под этим облаком существует отрицательный объемный заряд, а напряженность электрического поля под облаком и в облаке мала. Как указывалось ранее, Чалмерсом [8, 13] в Англии был изучен электрический ток и напряженность поля у поверхности земли при прохождении слоисто-дождевых облаков. Им указывается, что после осреднения данных по всем случаям наблюдений плотность тока из облаков, дающих снег, равна — 3,5 · 10⁻¹² а/м², а напряженность поля в среднем равна — 57 в/м, в то время как при облаках, дающих дождь, средний полный вертикальный ток равен + 3,8 · 10⁻¹² а/м² при средней напряженности поля — 176 в/м. Хотя Чалмерс специально отмечает, что в условиях Англии маловероятно выпадение жидких осадков из чисто водяных облаков, однако метод исследования, принятый им, не позволял проверить это утверждение, и данные Чалмерса мы будем считать относящимися как к смешанным, так и к чисто водяным облакам. Данные Чалмерса показывают, что из снежных облаков при отрицательной

напряженности поля выпадают отрицательно заряженные частицы; в то же время при других видах слоисто-дождевых облаков проявляется так называемый зеркальный эффект, т. е. напряженность электрического поля у земли под ними противоположна по знаку току осадков из них. Сиварамакришнан [9], изучавший в Индии (также у поверхности земли) электрические характеристики, связанные со слоисто-дождевыми облаками, на основании свыше 200 наблюдений, также отмечает наличие зеркального эффекта. Условия, в которых проводил измерения Сиварамакришнан, позволяли ему изучать электричество только тех облаков, которые давали жидкие осадки. В противоположность данным Чалмерса [8], Симпсон [12] отмечал, что в Англии у поверхности земли знак заряда снежинок противоположен знаку поля и что при облаках, дающих снег, отмечаются положительные напряженности поля, при которых снежинки заряжены отрицательно.

Чалмерс [8] попытался на основании своих наблюдений и некоторых общих рассуждений построить электрические структуры облаков, дающих снег и дождь. Отсутствие фактических данных о процессах электризации частиц осадков или хотя бы об уровнях, на которых эта электризация возникает, заставило его рассмотреть несколько возможных схем, предполагающих, что электризация частиц происходит либо в облаках, либо у поверхности земли, либо между облаком и землей.

Данные о распределении потенциала по высоте при дождящих слоисто-дождевых облаках, полученные Чалмерсом [8], приведены на рис. 3 а. На рисунке нанесена кривая 1, соответствующая предположению Чалмерса, что электризация происходит в облаке, в области, где происходит таяние снега. На рис. 3 а нанесена также полученная нами экспериментальная кривая 3 для облаков, дающих дождь. Как видно из сравнения кривых, Чалмерсу удалось удовлетворительно передать общий характер кривой. Наши данные однозначно показывают, что в дождящих облаках основной процесс электризации частиц осадков происходит в самих облаках. Причем в облаках смешанного строения зона основной электризации располагается в области нулевой изотермы.

Этот результат во многом объясняет полученные Рейтером [30] данные о токе проводимости и напряженности поля на ряде горных станций при нахождении последних в слоисто-дождевых облаках. В тех частях облаков смешанного строения, где наблюдался только снег, отношение суммарной продолжительности интервалов времени с положительной напряженностью поля ко всему периоду наблюдения составляло около 90%; в области, где одновременно наблюдались и дождь и снег, это отношение уменьшалось примерно до 30%. В области, где был только дождь, отношение равнялось только 10%. При всех трудностях наблюдений в горах, когда точно неизвестно местоположение станции по отношению к облаку, когда близость земли оказывает влияние на процессы в облаках и неизвестно, не оказывают ли влияния на результаты измерения другие облака, данные Рейтера хорошо объясняются данными рис. 1 в и 2а. Вероятность появления отрицательно направленного поля в районе проявления нулевой изотермы растет и по мере смещения вниз приближается к 90%.

Результаты расчетов Чалмерса [8], относящиеся к облакам, дающим снег, представлены на рис. 3 б. Кривая 1 построена в предположении, что основное заряжение снежинок происходит в облаке, а кривая 2 в предположении, что такое заряжение происходит у поверхности земли или на небольшой высоте. Для сравнения на график нанесены наши данные (кривая 3), полученные интегрированием экспериментально полученной кривой рис. 1 б. Кривой 3 больше соответствует кривая 2,

полученная Чалмерсом, и, таким образом, напрашивается вывод, что основные процессы электризации в этих облаках связаны со столкновениями и дроблением снежинок в облаке и у земли. Надо, однако, иметь в виду, что характер распределения объемных зарядов в облаках, дающих снег (рис. 1 б), указывает однозначно, что электризация снежинок происходит в середине облака.



Рис. 3. Распределение потенциала в теплых (а) и кристаллических (б) слоисто-дождевых облаках.

1 — рассчитанное Чалмерсом в предположении, что электризация происходит в облаках, 2 — рассчитанное Чалмерсом в предположения электризации частиц у земли, 3 — измеренное (по данным рис. 1), 1 — нижняя граница облаков, 11 — верхняя граница облаков.

Если при снежных облаках проявляется зеркальный эффект, отмеченный Симпсоном [12], и ток при отрицательной напряженности поля положителен, то использование схемы Чалмерса [8] приводит к зависимости, представленной кривой I на рис. З a. Эта зависимость соответствует тому, что заряжение происходит внутри облака, и подобна полученной экспериментально (рис. 3 δ , кривая 3).

Таким образом, электричество слоисто-дождевых облаков во всех, случаях связано с процессами, происходящими в самих облаках.

б. Электрические токи, текущие в слоисто-дождевых облаках, и их роль в электризации облаков. Для того чтобы понять, как создаются заряды в слоисто-дождевых облаках,

и получить некоторые количественные оценки процессов, ведущих к электризации облаков, рассмотрим подробнее условия их заряжения.

В полном виде решение задачи об электричестве слоистых облаков включает в себя решение системы уравнений, в число которых вошла бы система ионизационно-рекомбинационных уравнений для легких и тяжелых ионов обоих знаков и облачных капель, уравнение, характеризующее изменение спектра капель в облаке и осадках, уравнение, описывающее условия электризации крупных частиц, и уравнение Пуассона.

Такую систему уравнений в предположении, скажем, постоянства тока по высоте можно было бы в первом приближении решить, если бы были известны условия электризации частиц в облаках, спектр капель в них и другие необходимые параметры, характеризующие микрофизику облаков, в частности влияние электрического поля на процессы коагуляции капель.

Так как необходимые данные об облаках отсутствуют, мы ограничимся решением задачи об электризации слоисто-дождевых облаков в первом приближении, опираясь при этом на полученные сведения об электрической структуре облаков.

Полный электрический ток *I*, текущий в атмосфере на каком-то уровне, можно представить как сумму четырех токов

$$I = i_1 + i_2 + i_3 + i_4, \tag{1}$$

причем

$$i_1 = E\lambda, \quad i_2 = \sum_m q_m n_m v_m,$$

 $i_3 = k \frac{\partial \rho}{\partial z}$ If $i_4 = \rho v$, (2)

где I — плотность вертикального тока; i_1 — плотность тока проводимости, i_2 — плотность тока осадков, i_3 — плотность тока диффузии, i_4 плотность конвективного тока, E — напряженность поля на данном уровне, λ — проводимость воздуха, q_m — заряд, n_m — концентрация и v_m — скорость падения частиц осадков, k — коэффициент турбулентного перемешивания, ρ — объемный заряд, v — скорость вертикальных потоков. Уравнения (1) и (2) составлены в предположении, что все токи движутся вдоль вертикальной оси.

Обозначим плотность тока через верхнюю границу облака I_1 , а плотность тока через нижнюю границу облака I_2 . Тогда изменение во времени заряда Q вертикального столба воздуха единичного сечения, простирающегося от нижней границы облака до верхней, может быть представлено в виде

 $\frac{dQ}{dt} = I_1 - I_2. \tag{3}$

Рассмотрим решение этого уравнения для полученной модели слоисто-дождевого смешанного облака при пренебрежении токами диффузии и конвекции и предположении, что величина тока осадков не зависит от величины электрического поля. Ниже будет показана приемлемость такого допущения.

В этом случае

$$I_1 \!=\! i_1 \!=\! -\lambda_{\rm B}(E_{\rm B} \!+\! 2\pi Q), \quad I_2 \!=\! i_2 \!-\! i_1 \!=\! i_2 \!-\! \lambda_{\rm H}(E_{\rm H} \!-\! 2\pi Q),$$

где λ_в и λ_н — проводимости вблизи верхней и нижней границ облака 122 в чистой атмосфере, а $E_{\rm B}$ и $E_{\rm H}$ — соответствующие напряженности электрического поля до начала развития облака.

Таким образом, можно составить следующее равенство:

$$\frac{dQ}{dt} = i_{\rm oc} - (\lambda_{\rm B} E_{\rm B} - \lambda_{\rm H} E_{\rm H}) - 4\pi (\lambda_{\rm B} + \lambda_{\rm H}) Q.$$
(4)

Если принять, что ток осадков и проводимость выше и ниже облака не меняются во времени, то решение (4) представляется в виде

$$Q = \frac{i_{\rm oc} - [\lambda_{\rm B} E_{\rm B} - \lambda_{\rm H} E_{\rm H}]}{4\pi (\lambda_{\rm B} + \lambda_{\rm H})} (1 + c e^{-4\pi (\lambda_{\rm B} + \lambda_{\rm H}) t}),$$
(5)

тде' с произвольная постоянная, которая находится из условия, что в момент времени t=0 $Q=Q_0=\frac{E_{\rm B}-E_{\rm H}}{4\pi}$.

Рассмотрим значения электрических токов для модели смешанного. облака. Воспользуемся данными рис. 1 в. На верхней (достигнутой) границе зондирования напряженность электрического поля равна 0,75 в/см. Как было показано Рейном, Кангасом и Стерджисом [15], даже присутствие грозовых облаков не меняет проводимости над ними. Можно поэтому принять, что на высоте 6000 м проводимость равна проводимости в чистой атмосфере, т. е. 11,5 · 10⁻⁴ э. с. е. (см., например, [16]), тогда плотность тока проводимости на этой высоте равна $\simeq 9\cdot 10^{-12}$ а/м². Так как коэффициент диффузии, как показано, например, Германом [17], в этих условиях не превыщает нескольких десятков м²/сек., а $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ не превышает 10⁻⁶ э. с. е/м⁴, то плотность тока диффузии на этой высоте меньше 10⁻¹⁴ а/м², т. е. пренебрежимо мала по сравнению с током проводимости. Ток конвекции і4 на этой высоте даже при вертикальной скорости 1 м/сек. не превысит 10% тока проводимости; хотя вертикальные скорости ветра над облаками не измерялись, но для рассмотренной осредненной картины величина скорости 1 м/сек. явно завышена. Таким образом, на высоте 6000 м весь ток практически сводится к току проводимости.

Для нашей одномерной схемы в квазистационарном состоянии можно принять, что на любой высоте сумма всех токов равна току на высоте 6000 м, т. е. $9 \cdot 10^{-12}$ а/м².

Проводя аналогичные расчеты для области под облаком, можно принять, что плотность тока проводимости у земли не превышает $-1 \cdot 10^{-12}$ а/м², плотность тока диффузии не превышает $+10^{-14}$ а/м², а плотность тока конвекции i_4 становится равной 10^{-12} а/м² только при скоростях 60 см/сек., явно превышающих возможную среднюю вертикальную скорость. Таким образом, плотность тока осадков i_2 под облаком должна быть равна $+9 \div 10 \cdot 10^{-12}$ а/м². Интересно сравнить эти данные с полученным для Ирландии [27, 28] значением плотности тока, $5 \cdot 10^{-12} - 5 \cdot 10^{-11}$ а/м².

Рассматривая процесс заряжения облака в целом, следует учесть, что существует «внутренняя цепь» «генератора», шунтирующая «внещнюю цепь».

Разделению зарядов в облаке препятствуют токи проводимости, диффузии и конвекции. Если принять, в соответствии с данными Германа [17], что коэффициент турбулентной диффузии в этих облаках $k=50 \text{ м}^2/\text{сек.}$, а градиент плотности объемных зарядов в области разделения нижнего положительного и отрицательного зарядов равен $2 \cdot 10^{-4}$ э. с. $e/\text{м}^4$, то получим, что плотность тока диффузии на этом уровне равна $+3,5 \cdot 10^{-12} \text{ а/m}^2$. Оценка токов проводимости в облаке весьма затруднительна. Но если принять, что и в этих облаках проводимость падает в три-четыре раза по сравнению с нормальной (см., например, [18, 19]), то плотность тока проводимости в облаках должна равняться $\sim 2 \div 3 \cdot 10^{-12}$ а/м². Таким образом, плотность тока утечки генератора, заряжающего облако, вряд ли превышает $5 \div 6 \cdot 10^{-12}$ а/м².

Отсюда следует, что в областях разделения зарядов плотность тока осадков должна доходить до 15.10⁻¹² а/м². По-видимому, часть этого тока, идущая на компенсацию тока утечки, связана с переносом зарядов относительно маленькими каплями, не выпадающими из облака.

Формула (5) позволяет оценить равновесное значение заряда в облаке и время его установления. Если принять, что над верхней границей облака проводимость равна $5 \cdot 10^{-4}$ э. с. е., то для полученной плотности тока величина равновесного заряда единичного столба (Q_p), которая достигается через очень большое время t, становится равной $Q_p \simeq -5$ э. с. е/м².

Расхождение между измеренной и рассчитанной величинами связано, по-видимому, с приблизительностью исходных оценок проводимости вблизи границ облаков. Это соображение подтверждается тем, что аналогичный расчет для оценки величины заряда столба атмосферы, простирающегося примерно от поверхности земли до верхней границы зондирования (где проводимость меняется мало), дает вычисленный по формуле (5) равновесный заряд атмосферы, равный (-2) ÷ (-2,5) э. с. е/м², тогда как измеренный составляет около -2,5 э. с. е/м². Время установления равновесного заряда, определенное из формулы

(5), оказывается равным $\tau = \frac{1}{4\pi (\lambda_{\rm B} + \lambda_{\rm H})} \approx 100$ сек., т. е. практическое время

установления около 500 сек. Формула (5) была выведена в предположении, что ток осадков постоянен во времени. В действительности осадки из слоистых облаков выпадают со скоростью примерно от 1 до 4 м/сек. (радиус соответствующих капель от 100 до 500 мк), т. е. время падения частиц осадков до земли 2000—500 сек.

Таким образом, электрические характеристики облака должны успевать устанавливаться за время падения осадков до земли. Надо учесть при этом, что, по данным Мэйсона [20], время образования частиц осадков в сформировавшемся теплом облаке должно составлять несколько часов, в смешанном облаке это время несколько меньше. Поэтому отмеченная структура проявится только через несколько часов после образования облака и почти немедленно после начала выпадения осадков.

Положительный объемный заряд, образующийся под смешанным облаком, в значительной своей части обязан положительно заряженным осадкам, выпадающим из облака. По данным радиолокационных наблюдений, в нижней части слоисто-дождевых облаков незаметно увеличение размера капель. Следовательно, скорость их падения примерно постоянна. Объемный заряд под облаком и в нижней его части в среднем не изменяется с высотой и составляет около 0;5 · 10⁻² э. с. е/м³.

Для оценки связи этого заряда с величиной тока осадков необходимо знать скорость падения частиц. Для оценки скорости падения частиц можно воспользоваться формулой Беста [21] с поправками Броуна, Пальмера и Уормеля [22] для связи интенсивности осадков *R'* (в мм/час)

со средним радиусом их капель r (в мм)

$$\overline{r} = 0,35 R'^{0,25}.$$

(6

	Интенсивность осадков, мм/час	10 20
	Средний радиус частиц осадков, мм 0,35 0,5	0,6 0,75
s San San San San San San San San San San	Средняя скорость паде- ния частиц, м/сек ~3 4	4,6 5,5
	Средний заряд на ча- стицу, э. с. е 2.10-5 10-5 0	,9·10 ⁻⁵ 0,8·10 ⁻⁵

Осадки из облаков смешанного строения и теплых облаков наиболее интенсивны. Принимая, что в среднем интенсивность падения осадков из них около 1 мм/час, можно получить, что при указанной плотности тока плотность объемного заряда ρ_1 , создаваемого частицами ($\rho = \frac{i_1}{2}$).

где v_m — скорость падения частиц), равна 0,9 · 10-2 э. с. е/м³; при интен-

сивности осадков 5 мм/час $\rho = 0,7 \cdot 10^{-2}$ э. с. е/м³, а при интенсивности осадков 10 мм/час $\rho = 5 \cdot 10^{-2}$ э. с. е/м³, т. е. очень близка к полному объемному заряду, рассчитанному по данным о ходе напряженности поля с высотой. Таким образом, в обложных дождях, в отличие от ливневых [23], мал или отсутствует эффект перемещения объемного заряда воздуха вместе с каплями; возможно, что это различие связано с тем, что под ливневыми облаками создаются сильные нисходящие потоки воздуха, отсутствующие при слоисто-дождевых облаках. Для связи заряда осадков с напряженностью поля E у поверхности

для связи заряда осадков с напряженностью поля L у поверхности земли Сиварамакришнан [9], по данным измерений в Индии, приводит эмпирическую формулу

$$q = 0.070 (E - 1)$$
, -/

где E — напряженность поля в в/см, а q — заряд 1 см³ осадков в э. с. е.; кроме́ того, он отмечает, что заряд единицы объема дождя не зависит от интенсивности выпадения дождя. Иными словами, величина среднего заряжения отдельных частиц не зависит от интенсивности осадков. Напряженность электрического поля в облаке растет с ростом его заряда, а сам заряд облака увеличивается с ростом тока осадков. Поэтому отсутствие связи удельного заряда осадков с интенсивностью дождя показывает, что допущение, принятое при выводе формулы (5) о независимости электризации осадков от величины поля в облаке, справедливо.

Для выяснения того, насколько формула (7), полученная для Индии, применима в средних широтах, можно сравнить токи, создаваемые осадками по данным Сиварамакришнана, с полученными в настоящей работе.

На основе формул (6) и (7) в [9] была выведена формула

 $i = -2 \cdot 10^{-2} (E-1) R',$

где i — плотность тока осадков в э. с. е/м² сек., R' — интенсивность осадков в мм/час, а E — напряженность электрического поля у земли в в/см.

Из формулы (8) и данных рис. 1 в следует, что измеренная плотность тока 10^{-11} а/м² должна достигаться (при подобии условий заряжения в Индии и наших широтах) при интенсивности осадков около 1,5 мм/час. За́ряд 1 г осадков будет при этом по формуле (7) составлять около 0,1 э. с. е.

125

(8)

Однако средняя интенсивность осадков для этих облаков, как указывалось выше, порядка 1—10 мм/час; это заставляет предполагать, что в средних широтах часто интенсивность заряжения в облаках меньше, чем в низких широтах. Так, при интенсивности дождя 10 мм/час заряд 1 г осадков составляет около $3 \cdot 10^{-2}$ э. с. е., при интенсивности 5 мм/час около $6 \cdot 10^{-2}$ э. с. е., а при интенсивности 1 мм/час — около 0,3 э. с. е.

Следует отметить, что данные о зарядах отдельных частиц, выпадающих из слоисто-дождевых облаков, полученные разными авторами, весьма противоречивы. Известно, что средний заряд как положительно, так и отрицательно заряженных капель меняется в пределах 10^{-4} — 10^{-3} э. с. е. [24, 25, 26], причем их максимальный отрицательный заряд несколько больше положительного. Число положительно заряженных капель примерно равно числу отрицательных. Однако в целом заряд, переносимый осадками из этих облаков, положителен. В Ирландии, например, по данным [27, 28], 1 г положительно заряженных капель переносит заряд 0,21 э. с. е., а 1 г отрицательно заряженных капель — 0,08 э. с. е. (любопытно, что разность этих величин примерно равна уже упомянутому значению 0,1 э. с. е/г).

Данные табл. 1 позволяют объяснить, почему измерения зарядов отдельных частиц мало что дают для ответа на вопрос, какой заряд переносят осадки из облаков к земле. В самом деле, средний избыточный положительный заряд на одну каплю составляет всего около 10^{-5} э. с. е. при фактических зарядах $10^{-3}-10^{-4}$ э. с. е. Столь малую разницу можно заметить только при измерениях очень большого числа капель или же при непосредственных измерениях интегральных значений зарядов — заряда большого количества осадков или тока осадков.

Повторяя проведенные рассуждения для водяных облаков, можно получить для них следующие данные: плотность тока осадков из них равна $-6 \cdot 10^{-12}$ а/м². В самом облаке потери в генераторе, заряжающем облако, около $6 \cdot 10^{-12}$ а/м².

Таким образом, облако в целом заряжается током около 10⁻¹¹ а/м². Средняя скорость выпадения частиц из дождевого облака несколько выше, чем из смешанного. В случае дождевого облака объемный заряд, создаваемый под облаком, в основном связан с зарядом частиц дождя.

В облаках, дающих снежные осадки, плотность заряжающего тока около 3 · 10⁻¹² а/м², т. е. близка по абсолютной величине к току хорошей погоды. Возможно, что это связано с малой скоростью падения снега по сравнению со скоростью падения капель.

В этих облаках положительно заряженные тяжелые частицы и отрицательно заряженные легкие частицы создаются не только в облаке, но и под облаком. В результате под облаком не появляется область, в которой бы проявилось поле объемного заряда осадков. Величина отрицательного заряда и напряженность поля в этих облаках примерно в 4— 5 раз меньше, чем в других рассмотренных случаях.

В заключение этого раздела следует провести сопоставление плотности токов осадков, текущих под слоисто-дождевыми облаками, с током осадков, текущим под грозовыми облаками. Плотность последнего составляет в среднем 10⁻⁷ а/м² [19, 20], т. е. в 10⁴ раз превышает токи под слоисто-дождевыми облаками. Интенсивность же осадков грозовых облаков только в 100 раз превышает интенсивность осадков слоисто-дождевых облаков. В этих условиях формула (8) оказывается несправедливой, что заставляет предполагать наличие в грозовых облаках иного механизма генерации зарядов, чем в слоистых облаках.

`Заключение

1. Электрические структуры положительно поляризованных смешанных и теплых слоисто-дождевых облаков в умеренных широтах подобны. В верхней части облака и над ним располагается положительный заряд, в средней — значительный отрицательный заряд и в нижней части облака — снова небольшой положительный заряд.

	Величины зарядов, э. с. е./м ²			Плотность тока осадков, а/м ²	
Облако	верхний	средний	нижний	под обла- ком	в облаке
Смещанное	8 14	—15 —18	++5,5 +1	$ \begin{array}{r} 10 \cdot 10^{-12} \\ 6 \cdot 10^{-12} \end{array} $	$15 \cdot 10^{-12} \\ 12 \cdot 10^{-12}$
Дающее снежные осад- ки	3,5	—4,5	0,5	3.10-12	4.10-12

2. Образование зарядов в смешанных и теплых облаках протекаете следующим образом. Из облака выпадают положительно заряженные осадки, что приводит к заряжению облака отрицательным зарядом. Поле этого отрицательного заряда вызывает появление соответствующих токов в верхней части облака и над ним и образование в этой области положительного заряда. Равновесные условия заряжения в облаке достигаются, когда суммарный ток проводимости над и под облаком компенсирует ток осадков.

3. Таким образом, образование трех зарядов в облаке может происходить благодаря единому механизму заряжения отдельных частиц. Представляет интерес проверить, не может ли и электризация грозовых облаков объясняться подобным же образом, т. е. единым механизмом заряжения.

4. Проявление зеркального эффекта под слоисто-дождевыми облаками связано с тем, что положительно заряженные осадки, выпадая из облака, заряжают его отрицательно, что приводит к наблюдаемому эффекту: выпадению преимущественно положительно заряженных частиц в отрицательном поле.

5. В смешанных облаках уровень разделения зарядов проходит чуть ниже нулевой изотермы и высота его проявления определяется высотой нулевой изотермы, что указывает на роль процессов таяния в электризации этих облаков.

6. В облаках, из которых выпадает снег, имеется два основных заряда: верхний положительный и нижний отрицательный (см. таблицу). Такая структура может быть объяснена тем, что электризация снежных частиц происходит не только в облаке, но и под ним.

7. Процессы электризации в снежных облаках протекают слабее, чем в смешанных и теплых облаках.

8. Величины напряженности поля в смешанных и теплых облаках могут существенно сказываться на процессах коагуляции частиц осадков в них.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М. и Чубарина Е. В. Структура электрического поля атмосферы и современные воззрения на его происхождение. Труды ВНМС, т. 5, Гидрометеоиздат, Л., 1963.

- 2. Имянитов И. М. Электрическая структура мощных конвективных облаков и ее связь с движениями воздуха в облаках. Сб. «Исследования облаков, осадков и грозового электричества». Изд. АН СССР, М., 1961.
- 3. Имянитов И. М. и Чуваев А. П. К вопросу об основных процессах, ведущих
- к электризации в грозовых облаках. Труды ГГО, вып. 67, 1957. 4. Moore C. B., Vonnegut B., Botka A. T. Results of an experiment to determine initial precedence of organised electrification and precipitation in thunderstorms. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press, London, 1958.
- 5. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- 6. Бютнер Э. К., Гисина Ф. А. Эффективный коэффициент захвата частиц аэрозоля дождевыми и облачными каплями. Труды ЛГМИ, вып. 15. Изд. ЛГУ, 1963.
- Goyer G., McDonald, Baer F., Braham R. (Ir). Effects of electric fields on water droplet coalescense. J. met., vol. 17, 442, 1960.
 Chalmers I. A. The electricity of Nimbo-Stratus clouds. Recent advances in Atmo-
- spheric Electricity. Pergamon Press, London, 1958.
 S i v a r a m a k r i s h n a n M. V. The origin of electricity carried by continuous quiet type of rain in the tropics. Ind. J. met. geophys., vol. 13, 196, 1962.
 И м я н и т о в И. М. и Шиф р и н К. С. Современное состояние исследований атмо-формоте состояние исследований атмо-ист. 2010.
- сферного электричества. Усп. физ. наук, т. 57, вып. 4, 1962. 11. Имянитов И. М. и Чубарина Е. В. Электрическая структура недождящих слоистых облаков нижнего яруса. Труды ГГО, вып. 136, 1963.
- 12. S i m p s o n G. C. Atmospheric electricity during disturbed weather. Geophys. mem., 34, London, 1949.
- 13. Chalmers I. A. The vertical electric current during continuous rain and snow. J. atm. terr. phys., 9, 311, 1956. 14. Имянитов И. М. и Старовойтов А. Т. Некоторые вопросы теории электри-
- ческого заряжения тел в потоках. ЖТФ, т. 32, вып. 6, 1962.
- Stergis C., Rein G., Kangas T. Electric field measuruments above thunder-storms. J. atm. terr. phys., 11, 83, 1957.
 Is raël H. Atmosphärische Elektrizität, Bd I, Leipzig.
- 17. Герман М. А. Некоторые количественные характеристики турбулентного обмена в облаках. Труды ЛГМИ, вып. 12, 1963. 18. А 11 е е Р. А., Р h i l i p p s B. B. Measuruments of cloud droplet charge, electric field
- and polar conductivities in supercooled cloud. J. met., vol. 16, 405, 1959. 19. Красногорская Н. В. Изменения электрической проводимости воздуха при
- различных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 527, 1958.
- 20. Мейсон Б. Физика облаков. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
- 21. Best A. C. The size distribution of raindrops. Quart. j. Roy. met. soc., vol. 76, 16, 1950.
- 22. Browne I. C., Palmer H. P., Wormell T. W. The physics of rainclouds. Quart. j. Roy. met. soc., vol. 80, 291, 1954.
- 23. Имянитов И. М. и Михайловская В. В. Опыт исследования зарядов частиц осадков в свободной атмосфере. Труды ГГО, вып. 97, 1960. 24. Chalmers I., Pasquill F. The electric charges on single raindrops and snow-
- flakes. Proc. Phys. soc., 50, 1, 1958. 25. Аникеев И. С. Электрические заряды дождевых капель и снежинок. Метеорол. и
- гидрол., № 4, 1951
- 26. Федоров Е. К. Электрические заряды частиц осадков. ДАН СССР, т. 78, 1131, 1951.
- 27. McClelland I. A., Nolan I. The electric charge on rain. Proc. Roy. Irish. Acad., A 29, 81, 1912, A 30, 61, 1912.
- 28. McClelland I. A., Gilmour A. Further observation of the electric charge on rain. Proc. Roy. Irish. Acad., A 35, 13, 1920.
- 29. Материалы наблюдений напряженности электрического поля атмосферы на различных высотах. Под ред. И. М. Имянитова. Гидрометеоиздат, Л., 1963.
- 30. Reiter R. Observation of the electricity of Nimbo-Stratus clouds. Recent advances in atmospheric electricity. Pergamon Press, London, 1958.

К. С. ЖУПАХИН

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ЗОНДИРОВАНИИ ТРОПОСФЕРЫ И ТРОПОИАУЗЫ ¹

Проводится сравнение результатов совместных радиозондирований и радиолокационных зондирований тропосферы и тропопаузы, выполненных в условиях ясной погоды осенью 1963 г.

I. Введение

Радиолокационные отражения при ясной погоде от неоднородностей нижнего слоя тропосферы (около 2 км) были и являются предметом детальных исследований [1, 2]. Имеются сообщения об исследовании подобных отражений и от высот более 2 км [3].

При радиолокационных исследованиях тропосферы во время экспедиции 1963 г. чувствительной приемной аппаратурой были зарегистрированы отражения от ее верхних слоев (выще 2 км).

Наиболее значительные из этих отражений, как показала обработка данных радиозондирования, были вызваны наличием, слоев инверсии основных метеорологических элементов (в основном слоев со значительными градиентами влажности).

Сопоставление результатов обработки данных радиозондирования и радиолокационного зондирования указывает на возможность установления вполне определенной количественной связи между интенсивностью принимаемых эхо-сигналов и изменчивостью основных метеоэлементов с высотой (градиентом коэффициента преломления воздуха и сдвига ветра).

Результаты обработки вскрыли имеющуюся связь высот указанных слоев неоднородностей, наблюдаемых в ясную погоду, с верхней границей облаков среднего яруса (Ac, As, Cu), наблюдаемых в остальное время, что может служить подтверждением гипотезы о возможности радиолокационного прогноза высот указанной облачности в условиях ясной погоды.

Кроме отражений от слоев тропосферы, в условиях ясной погоды были зарегистрированы также слабые и нерегулярные, хотя и повторяющиеся в отдельных случаях отражения от слоев тропопаузы. Исследование всех этих отражений представляет известный интерес как с чисто метеорологической (возможность быстрого радиолокационного зондирования слоев тропосферы и тропопаузы), так и с радиотехнической

¹ Статья печатается в дискуссионном порядке. (Прим. ped.)

9 Заказ № 30

. 129

точки зрения (возможность дальнего распространения радиоволн за счет тропосферного рассеяния).

Ниже кратко описываются методика и результаты указанных наблюдений и их обработки, проведенных автором.

II. Аппаратура. Методика наблюдений, измерений и обработки

При зондированиях использовалась радиолокационная станция метеорологического назначения. К выходу радиоприемного устройства, с целью повышения его чувствительности, подсоединялся накопитель системы ЦАО [4] с величиной номинального выигрыша около 8—9 дб.

В качестве регистрирующего устройства накопителя использовался самописец.

При радиолокационных зондированиях применялись два режима вертикального и наклонного зондирований. При режиме вертикального зондирования, применявшемся в подавляющем большинстве случаев, угол возвышения антенны выбирался равным 90°. При режиме наклонного зондирования угол возвышения выбирался меньшим 90°.

В обоих режимах использовался как прямой (снизу вверх), так и обратный ход стробирующего импульса (τ строба $\simeq 1$ мксек.) накопительного устройства. Скорость движения стробирующего импульса составляла в среднем около 1,7 км/мин.

В отдельных случаях стробирующий импульс «останавливался» и производилась запись изменения во времени мощности сигналов, отраженных от определенных слоев тропосферы. Узкий игольчатый радиолуч и малая длительность стробирующего импульса обеспечивали достаточное пространственное разрешение. «Мертвая зона» аппаратуры составляла около 1,7 км, что исключало возможность исследования нижних слоев тропосферы. Основными измерениями при радиолокационных зондированиях были измерения отраженной от различных высот мощности, регистрация которой автоматически осуществлялась самописцем накопителя. Мощность сигнала, отраженного от неоднородностей тропосферы при ясной погоде, была ниже мощности собственных шумов приемного устройства.

Для этого случая малого сигнала, как показано в [5], при определении мощности отраженного сигнала на входе радиоприемного устройства по записям накопителя пригодна следующая простая формула:

$$P_{r \text{ bx}} = P_{\text{ct}} \frac{a_r}{a_{\text{ct}}} \sqrt{\frac{F_r}{F_{\text{ct}}}}, \qquad (1)$$

где $P_{\rm cr}$ — мощность стандартного сигнала на входе приемного устройства (в ваттах); $\alpha_{\rm cr}$ — отклонение самописца, вызванное стандартным сигналом (в делениях); $P_{r BX}$ — искомая мощность сигнала на входе приемного устройства (в ваттах); α_r — отклонение самописца от искомого сигнала (в делениях); F_r , $F_{\rm cr}$ — коэффициенты шума приемника для случаев измерения искомого и стандартного сигналов соответственно.

По данным радиозонда, запуск которого производился всего в нескольких километрах от места расположения станции, на основании известной формулы [6] определялся градиент коэффициента преломления воздуха в зависимости от высоты

 $\frac{\Delta N}{\Delta h} = \alpha \left(\frac{\Delta P}{\Delta h} + \beta \frac{\Delta T}{\Delta h} + \gamma \frac{\Delta e}{\Delta h} \right),$

 $\alpha = \frac{\partial N}{\partial P} = \frac{77,6}{T};$

где

130.



Здесь $N = (n-1)10^6$ — нормированный коэффициент преломления, измеряемый в единицах N; n — коэффициент преломления воздуха; P полное давление атмосферы в миллибарах; T — абсолютная температура в °K; e — парциальное давление водяного пара в миллибарах; h высота.

Коэффициенты α , β и γ вычисляются по данным для стандартной атмосферы. Ввиду того что эти коэффициенты зависят от высоты, для облегчения расчетов строились графики зависимостей $\alpha(h)$, $\beta(h)$ и $\gamma(h)$.

Значения P и T определялись непосредственно по данным метеорологических приборов, значения e — по психрометрическим таблицам и [9]. По данным радиозонда на разных высотах определялся градиент сдвига ветра. $\frac{\Delta v}{\Delta h}$ в единицах м/мин/м=1/мин.

III. Сравнение результатов радиозондирования и радиолокационного зондирования тропосферы

На рис. 1 представлены высотные профили отраженной мощности P_r (дб), квадрата градиента коэффициента преломления $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ (дб) и градиента сдвига ветра $\left(\frac{\Delta v}{\Delta h}\right)$ (1/мин.) 10, полученные в результате вышеописанной обработки данных по возможности синхронно выполненных радиозондирований и радиолокационных зондирований (разница во времени между обоими видами зондирования составляла соответственно 2 часа 50 мин. и 1 час 10 мин.). Как видно из рис. 1, имеется вполне определенная корреляция высотных профилей величины $(\Delta N)^2$

 P_r , с одной стороны, и величин $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ и $\frac{\Delta v}{\Delta h}$ — с другой.

0*

Имеющаяся корреляция между этими величинами сособенно заметная в нашем случае в отношении P_r и $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$, подтверждает гипотезу о возможности проведения оперативного радиолокационного зондирования тропосферы и, возможно, определения указанных величин радиолокационным способом.

Так, с целью установления ориентировочной количественной связи между P_r и $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ условные «нулевые» значения этих величин были выбраны таким образом, чтобы получить наилучшее соответствие между ними. В нашем случае за условный нулевой уровень мощности было

¹ Обоснование методики сравнения величин $\left(\frac{-447}{\Delta h}\right)$ и P_{τ} как результатов соответственно радиозондирования и радиолокационного зондирования приведено в приложении. В силу сказанного в приложении коррекция принимаемой мощности по высоте не вводилась.

принято значение $P_{r_0} = -\mathcal{I}_0$ дбвт. За условный нулевой уровень квадрата градиента коэффициента преломления был принят уровень, соответствующий значению $\frac{\Delta N}{\Delta h} = -0,0155$ 1/м. Так как совпадение высотных профилей P_r и $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ в нашем случае получилось достаточно



Рис. 1. Высотные профили отраженной мощности P_r , квадрата градиента коэффициента преломления $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ и градиента сдвига ветра $\frac{\Delta v}{\Delta h}$, 1963 г.

a — 18 сентября, б — 25 сентября, в — 8 октября.

полным (расхождение порядка погрешности измерения P_r), то значение градиента, коэффициента преломления воздуха может быть оценено по замеренной радиолокационным способом величине отраженной мощности из следующего приближенного выражения:

$$\frac{\Delta N}{\Delta h} \simeq \left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)_0 \sqrt{\frac{P_r}{P_{r_0}}}, \qquad (3)$$

где $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)_0$ — условное нулевое значение градиента коэффициента преломления (1/м); P_{r_0} — условное нулевое значение отраженной мощности (в ваттах); P_r — величина измеренной отраженной мощности (в ваттах).

Подставляя выражение (1) в (3), имеем для нашего случая измерения отраженной мощности с помощью накопителя следующее простое выражение, удобное при обработке записей самописца:

$$\frac{\Delta N}{\Delta h} \simeq A \sqrt{\alpha_r \sqrt{F_r}}, \qquad (4)$$

где

$$A = \left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)_0 \sqrt{\frac{P_{\rm cr}}{P_{r_0} a_{\rm cr} \sqrt{F_{\rm cr}}}}$$

есть постоянная, определяемая параметрами измерительной аппаратуры и принятыми условными нулевыми значениями величин P_{r_0} , и $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)$.





а — 18 сентября, б — 25 сентября, в — 8 октября.

Следует отметить, что точность описанного радиолокационного способа измерения градиента коэффициента преломления воздуха будет при равных условиях в два раза выше точности радиолокационных измерений такой, например, величины, как отражаемость от облаков и осадков, ибо последняя величина пропорциональна мощности отраженного сигнала, в то время как величина $\frac{\Delta N}{\Delta h}$, согласно выражению (3),

пропорциональна корню квадратному из величины этой мощности.

Сказанное верно постольку, поскольку основная погрешность радиолокационных измерений связана с погрешностью измерения величины мощности отраженного сигнала.

На рис. 2 для иллюстрации возможности радиолокационного способа измерения градиента коэффициента преломления воздуха представлены для сравнения высотные профили этого градиента, рассчитанные по данным радиозондирования на основании формулы (2) (кривая 2) и по данным радиолокационных зондирований на основании формулы (4) (кривая 1).

Как видно из рис. 2, имеется вполне удовлетворительное соответствие кривых. Наилучшее соответствие получилось для 25 сентября 1963 г., а наихудшее — для 8 октября 1963 г. Последнее, возможно, объясняется флуктуациями значений влажности и температуры воздуха.

a f дел 10

Рис. За. Образец записи накопителем мощности, отраженной от слоя неоднородности. 8 октября 1963 г.

Следует отметить, что рассчитанные по замеренной отраженной мощности, согласно формуле Свингла [7, 8], значения градиентов коэффициента преломления для случая 25 сентября 1963 г. были в несколько раз больше таковых, зарегистрированных метеорологическими приборами радиозонда.

Последнее, согласно [8], объясняется инерцией метеорологических датчиков температуры и влажности. К этому следует добавить, ито, строго говоря, абсолютная величина отраженной от различных высотных слоев мощности и должна быть больше ожидаемой, согласно формулам Свингла и (2), так как они не учитывают всех причин отражений (скопление пыли и др.), влияние которых должно быть определено. Вертикальные профили отраженной мощности характеризуют «ра-

диолокационную прозрачность» атмосферы.

В, заключение этого раздела нужно отметить, что, в отличие от работы [3], в нашем случае была сделана попытка вскрыть связь между величинами $\left(\frac{\Delta N}{\Lambda h}\right)^2$ и P_r .

Если и получен обнадеживающий результат, то это надо отнести как за счет осуществления ближнего радиозондирования (в нашем случае 2—3 км от станции; для случая [3] 40 миль), так и за счет примененной методики сравнения результатов радиозондирования и радиолокационного зондирования.

IV. Флуктуация сигнала, отраженного от слоя неоднородности при ясной погоде

8 октября 1963 г. была произведена 45-минутная запись изменения отраженной мощности от слоя неоднородности (со значительным градиентом влажности) на высоте 4 км. Образец этой записи представлен на рис. За. По этой записи была рассчитана функция корреляции напряженности электромагнитного поля принимаемого сигнала, представленная на рис. 36.

Как видно из рис. 36, интервал корреляции, отсчитываемый на уровне 0,1, равнялся 16 сек. На рис. Зв представлено распределение



Рис. 36. Функция корреляции для напряженности поля, отраженного от слоя неоднородности. 8 октября 1963 г.



Рис. 3в. Функция распределения`интенсивности сигнала, отраженного от слоя неоднородности. 8 октября 1963 г.

мощности отраженного сигнала. На этом же рисунке пунктиром показана построенная по рассчитанному из экспериментальных данных значению дисперсии кривая нормального закона распределения. Как видно из рис. Зв, полученная реальная кривая распределения убывает быстрее, чем для случая нормального закона.

V. О связи высот облаков вида Cu, Ac и As с высотами слоев неоднородностей, обнаруженных при ясной погоде

В процессе обработки данных радиолокационных зондирований была обнаружена как статистическая, так и прямая связь высот облаков вида Cu, Ac и As с высотами обнаруженных при ясной погоде слоев неоднородностей тропосферы. На рис. 4 представлены соответственно распределения обнаруженных на определенных высотах той же аппаратурой облаков вида Ac и As (цифры в скобках обозначают количество зарегистрированных облаков). Внизу стрелками отмечены пределы, в которых были обнаружены слои инверсии (неоднородностей). Из этих рисунков следует, что высоты 83% обнаруженных Ac и 91% As лежат в пределах обнаруженных в ясную погоду слоев неоднородностей (от 4 до 5 км).

Кроме указанной статистической связи, наблюдался случай и непосредственной связи высот верхних кромок облачности вида Си и Ас с высотой обнаруженного радиолокационным способом слоя инверсии в ясную погоду.

Так, 8 октября 1963 г. с 13 час. до 13 час. 45 мин. небо над станцией было совершенно свободно от какой бы то ни было облачности, и производилась запись сигнала, отраженного от уже упоминавшегося слоя на высоте 4 км. В 13 час. 50 мин. небо над станцией стало покрываться облачностью (по наблюдениям с земли — Си). Судя по записям накопителя, эта облачность была подынверсионной, т. е. ее верхняя граница не превышала обнаруженного ранее радиолокатором слоя.

Во все время последующего дождя верхняя кромка облачности, судя по записям чакопителя, также не превышала высоты обнаруженного ра-

нее слоя. По окончании дождя, когда облачность рассеялась (15 час. 30 мин.), на высоте слоя наблюдались и были записаны облака вида Ас.

Из сказанного следует, что имеется возможность радиолокационного прогноза верхних границ указанных видов облаков в условиях ясной погоды, осуществляемая посредством радиолокационного зондирования и определения высот слоев неоднородностей в тропосфере.



Рис. 4. Распределение высот облачности вида Ac (a) и As (б).

Все же следует замелить, что, судя по записям отраженного сигнала, для надежного зондирования тропосферы в условиях ясной погоды необходимо дальнейшее повышение чувствительности аппаратуры.

VI. Радиолокационные отражения от тропопаузы

Наряду с отмеченными отражениями от неоднородностей тропосферы были зарегистрированы еще более слабые, нерегулярные, хотя в отдельных случаях и повторяющиеся отражения от слоев тропосферы на высотах от 10 до 15 км, а иногда и до 18 км. Эти отражения наблю дались 17 и 30 сентября, 1, 2 и 8 октября 1963 г. Отклонения стрелки самописца на высотах тропопаузы были отмечены и в другие дни, однако они были очень малы и сравнимы с дисперсией щума на выходе накопителя. В указанные же дни отклонения эти (хотя и слабые) были либо повторяющимися, либо превышающими дисперсию шума на выходе накопителя. Нерегулярность в регистрации этих отражений, по-вцдимому, объясняется как недостаточной чувствительностью аппаратуры, так и флуктуацией отраженного сигнала. Как правило, эти отражения

отмечались на высотах нижней границы тропопаузы и, по-видимому, были вызваны имеющимися на этих высотах сдвигами ветра. Данные радиоветрового зондирования подтверждают это. В качестве примера на рис. 5 представлена запись повторяющегося отражения на высоте около 12 км, выполненная 30 сентября 1963 г. (слой изотермии, зарегистрированный радиозондом в этот день, располагался на высоте, близкой к 12 км). На этом же рисунке пунктиром изображен профиль Δv^2 в условных единицах.

Несмотря на слабость этих отражений, наличие их, по-видимому, подтверждает гипотезу о возможности радиолокационного определения и исследования высот тропопаузы, что может иметь большое практическое значение.



Рис. 5. Образец записи накопителя с повторяющимся отражением на высоте тропопаузы и с нанесенным высотным профилем сдвига ветра (Δv^2) за 30 сентября 1963 г.

Повышение чувствительности аппаратуры повысит надежность регистрации этих отражений.

VII. Заключение

1. В результате проведенных исследований отражений от слоев тропосферы при ясной погоде удалось выяснить, что существует вполне определенная корреляционная связь высотных профилей (особенно при $h \ge 3$ км) отраженной мощности и градиентов коэффициента преломления воздуха и сдвига ветра.

2. Существует возможность определения радиолокационным способом значения градиента коэффициента преломления воздуха на сравнительно больших высотах. Найдено приближенное соотношение, связывающее значение градиента коэффициента преломления воздуха с величиной отраженной мощности и дающее удовлетворительное соответствие с теми данными, которые были получены в результате радиозондирования. Указывается, что точность радиолокационного измерения градиента коэффициента преломления воздуха на разных высотах будет при прочих равных условиях в два раза больше, чем, например, при измерениях отражаемости от облаков и осадков. Этим самым показывается возможность осуществления радиолокационного зондирования тропосферы и определения по высотным профилям отраженной мощности высотных профилей градиента коэффициента преломления воздуха. 3. Установлено, что высотам с наибольшими значениями отражаемой от ясного неба мощности соответствовали слои инверсии или слои с высокими градиентами основных метеоэлементов (в основном влажности).

Полученные коэффициенты отражения мощности малы (10⁻¹⁴—10⁻¹⁵), однако высоты обнаруженных неоднородностей значительны (4—5 км).

Исследование флуктуаций отраженного от подобного слоя сигнала показало, что интервал корреляции для напряженности поля лежит в пределах десятка секунд и более, а интенсивность отраженной мощности убывает быстрее, чем для случая нормального закона распределения.

4. Отмечена как статистическая, так и непосредственная связь высот обнаруженных при ясном небе слоев неоднородностей с высотами облаков вида Си, Ас и Аs, что дает возможность осуществлять радиолокационным способом прогноз высот указанной облачности в условиях ясной погоды.

5. Обнаруженные, хотя и слабые отражения от высот 10—15 км позволяют надеяться на возможность осуществления в будущем радиолокационного определения и исследования суточных, сезонных и погодных вариаций высот тропопаузы.

6. Анализ записей указанных отражений показал, что для осуществления надежного радиолокационного зондирования высот тропосферы и тропопаузы требуется дальнейшее повышение чувствительности приемной аппаратуры.

7. Полученные результаты и сделанные здесь выводы можно считать лишь предварительными, требующими дальнейших исследований, уточнения как вида, так и методики обоих из сопоставляемых зондирований, обработки их результатов и их сравнения, направленных на получение более достоверных и более точных в количественном отношении данных.

ПРИЛОЖЕНИЕ

(1')

Обоснование методики сравнения результатов радиозондирования и радиолокационного зондирования атмосферы

Для обоснования методики сравнения результатов радиозондирования и радиолокационного зондирования выберем подходящее для нашего случая уравнение радиолокации. Для случая отражения от плоского диэлектрического слоя мощность на входе приемного устройства определяется выражением

$$P_r = B \frac{h^2}{h^2};$$

$$B = \frac{P_t \sigma^2 \lambda^2}{64\pi^2} = \text{const},$$

где P_t — импульсная мощность передатчика; о — усиление антенны; λ — длина волны; h — высота слоя; k^2 — коэффициент отражения от слоя по мощности.

По Свинглу [7, 8], для вычисления коэффициента отражения по мощности k^2 , равного отношению мощности, отраженной от диэлектрического слоя, к мощности, падающей на этот слой, следует применить выражение

$$k^{2} = C \left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^{2} \frac{1}{\overline{N}^{2}}; \qquad (2')$$

C = const.

Подставляя (2') в (1'), имеем

$$P_{r} = BC \left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^{2} \frac{1}{h^{2} \overline{N^{2}}}$$
(3')

или, пользуясь известной аппроксимацией N экспоненциальной функцией,

$$N(h) = N_s e^{-\frac{r}{H}}, \qquad (4')$$

где N_s — коэффициент преломления у поверхности земли; H — высота приведения (для сухой атмосферы $H \simeq 8$ км), и полагая $\Delta N \ll N$, можем считать $\overline{N} \simeq N(h)$. В этом случае

$$P_{r} = A \frac{1}{N_{s}^{2}} \left(\frac{\Delta N}{\Delta \hbar}\right)^{2} \frac{1}{h^{2} e^{-\frac{2\hbar}{H}}}, \qquad (5')$$

где

$$A = BC = const.$$

Обозначая

$$\frac{1}{N_s^2} \frac{1}{h^2 e^{-\frac{2h}{H}}} = D(h)$$

и решая относительно $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ (в децибеллах), имеем

$$\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2 = P_r - D(h). \tag{6'}$$

Таким образом, методика сравнения результатов радиозондирования и радиолокационного зондирования в общем случае может быть сведена к сравнению высотных профилей величин $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ и $P_r - D(h)$ и выявлению количественной связи между ними.

С другой стороны, как это следует из (6'), высотный профиль $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^{2}$ может быть построен из высотного профиля отраженной мощности $P_{r}(h)$ путем его сдвига на зависящую от высоты величину D(h). Зависимость величин D(h) от высоты определяется функцией коррекции по высоте

$$\varphi(h) = h^2 e^{-\frac{2\hbar}{H}}. \qquad (7')$$

Для случая малых высот, когда удовлетворяется соотношение

$$\frac{2h}{H} \ll 1 \tag{8'}$$

и, следовательно, $e^{-H} \simeq 1$, функция коррекции по высоте принимает обычный вид квадратической функции

 $\varphi(h)\simeq h^2$,

т. е. в этом случае имеет место обычное рассеяние электромагнитной энергии по закону h^2 .

Для больших высот неравенство (8') не удовлетворяется и ход функции $\varphi(h)$ все больше отклоняется от квадратического. В этом случае дистанционное рассеяние электромагнитной энергии компенсируется возрастанием коэффициента отражения k² (при прочих равных условиях) с высотой.

Ход корректирующей функции $\varphi(h)$ представлен на рис. 6. Как видно из рис. 6, корректирующая функция $\varphi(h)$ резко меняется лишь на малых высотах. Так, например, свыше 3 км, вплоть до 12 км (т. е. приблизительно до высот тропопаузы), изменения корректирующей функции $\varphi(h)$ относительно ее среднего значения (φ_0) не превышают $\pm 1,5$ дб, что меньше только одной возможной погрешности в измерении отраженной мощности (± 3 дб). Этими изменениями корректирующей функции





практически можно пренебречь (при не очень строгом рассмотрении). Тогда практически для высот более 3 км высотный профиль величины $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ можно в первом приближении получить путем простой операции сдвига высотного профиля отраженной мощности P_r на некоторую постоянную, не зависящую от высоты, т. е. на величину D_0 ,

$$\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2 \simeq P_r - D_0, \qquad (9')$$

где

$$D_0 = A - N_s^2 - \varphi_0.$$

Для рассматриваемого нами случая (рис. 6) $\varphi_0 \simeq 8$ дб. При этом, как указывалось, погрешность за счет аппроксимации $\varphi(h)$ постоянной величиной φ_0 не превышает $\pm 1,5$ дб, что составляет около $\pm 19\%$ при измерении $\frac{\Delta N}{\Lambda E}$.

Аналогично для высот от 4 до 12 км из рис. 6 имеем $\varphi_0 \simeq 8,5$ дб, погрешность аппроксимации не превышает $\pm 0,75$ дб, что составляет всего $\pm 9\%$ при измерении величины $\frac{\Delta N}{\Delta h}$.

Возможность аппроксимации корректирующей функции $\varphi(h)$ постоянной величиной φ_0 в пределе указанных высот означает для методики сравнения величин P_r и $\left(\frac{\Delta N}{\Delta h}\right)^2$ возможность выбора некоторых услов-

ных нулевых уровней этих величин (что эквивалентно операции сдвига), при которых достигается их наилучшее количественное соответствие.

В заключение следует отметить, что само сравнение величин P_r и ΔN

надо рассматривать как сугубо ориентировочное, так как в силу Δh

больших погрешностей при расчете значений $\frac{\Delta N}{\Lambda h}$ по данным радио-

зонда (даже до нескольких десятков процентов) эти значения не могут быть критерием для проверки описанного здесь радиолокационного спо-

соба измерения величины

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Черников А. А. Радиолокационные исследования отражений от ясного неба. Труды ЦАО, вып. 48, 1963.
- 2. Бры^влев Г. Б., Сальман Е. М. Радиоэхо диэлектрических неоднородностей тер-
- мического характера. Труды ГГО, вып. 120, 1961. 3. Wagner R. I., Conant L. C. Radar observations of the clear atmosphere between 10.000 and 30.000 feet. Proc. of the 10th Weath. Radar Conf., pp. 197+201, Amer. met. soc., 1963.
- 4. Горелик А. Г., Костарев В. В. Модуляционный метод выделения слабых импульсных сигналов. Приборы и техника эксперимента, № 1, 1959.
- 5. Жупахин К. С. Определение мошности слабого эхо-сигнала при работе с накопителем системы ЦАО и величины его номинального выигрыша по шумам радиоприемного устройства. Труды ГГО, вып. 159, 1964.

6. Долуханов М. П. Дальнее распространение ультракоротких волн. Связьиздат, 1962.

7. Swingle D. M. Refractions of Electromagnetic Waves from Media of Continuously variable Refractive Index, Proc. Conf. Radio Meteorology, Austin: University of Texas, Art. IV-2, 1953.

8. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Гидрометеоиздат, Л., 1962. 9. Усольцев В. А. Измерение влажности воздуха. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

Л. Г. МАХОТКИН

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АМПЛИТУД АТМОСФЕРИКОВ

Обобщаются и развиваются исследования автора [3, 4] по статистике атмосферных радиопомех.

В настоящее время активная борьба с источниками атмосферных радиопомех практически невозможна, поэтому необходимо приспосабливаться к реальным условиям с учетом их характерных особенностей. Непрерывное усовершенствование техники связи способствует такому приспособлению, в результате чего повышаются требования к работам по исследованию атмосферных помех и ставятся задачи, решить которые можно только с помощью специальной аппаратуры. Сеть пунктов, снабженных необходимой аппаратурой, значительно увеличилась в связи с проведением МГГ. Только в СССР работало 10 станций, на которых для измерения статистических параметров атмосферных радиопомех использовались приборы, разработанные в ИЗМИР АН под руководством Я. И. Лихтера [1].

Когда экспериментальные данные начали поступать во все возрастающем количестве, потребовалось обратить особое внимание на обобщение и анализ результатов наблюдений. Для этого можно использовать различные методы, но выбор правильного пути зависит от способности ученого освободиться от привычки судить о незнакомом предмете прежде всего по внешним признакам и названиям. Нужна была редкая проницательность, чтобы, минуя всякие шумы, увидеть сразу связь между характеристикой атмосферных помех и звездным небом. В действительности исследование пошло обычным, т. е. достаточно извилистым и сложным путем. Сравнительно скоро обнаружилось, что амплитудное распределение атмосферных радиопомех не подчиняется закону Релея, применимому для характеристики флуктуационных шумов. Общие статистические соображения не давали в данном случае более или менее четких указаний относительно типа искомой функции распределения. Такое положение встречается практически довольно часто и вызвано отсутствием самых общих оценок теоретически возможных вариантов. Желание практиков опереться в неясных случаях на какие-нибудь теоретические выводы лучше всего иллюстрируется исключительной популярностью цитаты из переписки А. Пуанкаре, более полувека приводимой в различных книжках (практикам нормальный закон кажется математической теоремой, а теоретикам — законом природы). Кроме того, создается привычное представление о некоторой неполноценности практических выводов, если нет ссылки на теоретические расчеты, которые могут относиться даже к другим процессам или явлениям. В настоящее время для теоретического подкрепления ряда результатов используется ссылка на работу А. Н. Колмогорова о дроблении частиц. В этой работе дана схема, приводящая в пределе к логарифмически нормальному распределению, параметры которого изменяются в соответствии с выведенными формулами. Данные о величине параметров, по-видимому, никогда не анализировались, так как использовался только факт строгого доказательства существования такой схемы. Известно много случаев, когда распределение различных величин подчиняется логарифмически нормальному закону, поэтому делались также попытки применить его для характеристики амплитудного распределения атмосфериков. Наконец, существенную пользу приносит иногда удачно подобранная эмпирическая формула.

Постепенно появился целый набор формул, предложенных разными авторами для описания закономерностей амплитудного распределения атмосферных радиопомех. В отчете, представленном 4-й комиссии Международного научного радиосоюза, не было никаких определенных рекомендаций относительно выбора наиболее подходящего варианта из ряда внешне не связанных между собой формул. Известную ясность внесла только работа Я. И. Лихтера и Г. И. Териной [2], которые установили, что наиболее точной и удобной (для частот ниже 100 кгц) является эмпирическая формула, предложенная Ф. Хорнером.

Позднее, в связи с решением задачи о способе обработки данных наблюдений по счетчикам грозовых разрядов, автору удалось получить оценки, относящиеся к общему случаю, и вывести основные статистические закономерности расчетным путем [3]. Расчет основан на достаточно типичных допущениях, оправдывающихся в среднем с удовлетворительной точностью. Рассмотрим каждое из сделанных допущений, в отдельности.

А. Источниками атмосферных помех являются грозовые разряды. Этот факт был установлен уже давно. Статические помехи, имеющие локальный характер, здесь не рассматриваются.

Б. Среднее количество разрядов в единицу времени (G), приходящееся на единицу площади, не зависит от расстояния (R) до приемного пункта. Так как осреднение ведется по кольцам и охватываемая площадь, как правило, очень велика, неоднородности пространственного распределения источников обычно сглаживаются. Основанием для такого вывода служит качественная оценка реальной обстановки. Для прямого количественного подтверждения этой оценки нужны детальные сведения о числе грозовых разрядов, которые могут быть получены только при наличии специальной сети. Имеющиеся данные позволяют вывести только суммарные характеристики, в какой-то мере отображающие типичные особенности отдельных случаев. На рис. 1 дано распределение числа грозовых очагов вокруг Ленинграда (1) и Москвы (2) в 1962 г., по материалам наблюдений сети радиогониометрических пунктов. Общее количество очагов в кольце $T(R \pm \Delta R)$, если отвлечься от естественного разброса отдельных точек, линейно возрастает с увеличением расстояния R. Этот вывод хорошо согласуется с принятым допущением. Конечно, характеристика грозовой активности по числу очагов не является полной, но возможные отклонения, связанные с различной интенсивностью гроз, должны сильно сглаживаться в результате суммирования большого количества данных. Для расстояний R > 2,5-З тыс. км оценка распределения гроз по наблюдениям имеющихся сетей радиогониометрических пунктов становится обычно весьма неопределенной; число зарегистрированных очагов начинает падать, что вызвано

в первую очередь методикой наблюдений. Вопросы, связанные с некоторой детализацией обстановки для отдельных периодов, будут рассмотрены ниже.

В. Напряженность поля Е убывает обратно пропорционально некоторой степени расстояния

$$\frac{E}{E_1} = \left(\frac{R}{R_1}\right)^{-k}$$

где E_1 — напряженность поля на фиксированном расстоянии R_1 . Используя это простое соотношение для характеристики фактического изменения E, можно предположить, что величина показателя k будет несколько больше теоретического значения k=1, относящегося к идеальным усло-



Рис. 1. Распределение числа грозовых очагов по кольцам вокруг Ленинграда (1) и Москвы (2).

виям. Действительно, по предварительной оценке [4], сделанной автором по данным наблюдений за атмосфериками, $k = \frac{4}{2}$.

Г. Каждый отдельный источник генерирует сигналы, амплитуды которых на фиксированном расстоянии R_1 превышают выбранное пороговое значение E_0 с вероятностью $W[E_{01}]$, где $E_{01} = \frac{E_0}{E_1}$ — нормированное значение E_0, E_1 — медианное значение E на расстоянии R_1 . Предположение об однотипности источников и существовании определенной функции распределения $W[E_{01}]$ подтверждается рядом экспериментальных данных [4].

Д. Поверхность Земли заменяется неограниченной плоскостью. Учитывать сферическую форму Земли в данном случае нецелесообразно, так как связанная с этим замена величины R множителем $\frac{D}{\pi} \sin \frac{\pi R}{D}$, где D — диаметр Земли, исключает возможность получения удобных фор-
мул, не влияя существенно на точность расчетов (которая зависит от ряда факторов).

При соблюдении условий «А»— «Д» в единицу времени будет приниматься $g(E_0)$ импульсов, превышающих по величине пороговое значение E_0 ,

$$g(E_0) = 2\pi G \int_0^\infty W\left[E_{01}\left(\frac{R}{R_1}\right)^k\right] R dR.$$
 (1)

Введя новую переменную $x = R\left(E_{01}^{\frac{1}{k}}R_{1}^{-1}\right)$, можно написать

$$g(E_0) = \frac{2\pi G R_1^2}{(E_{01})^{\frac{2}{k}}} \int_0^\infty x W(x^k) \, dx \,.$$
 (2)

Практически интеграл

$$\int_{0}^{\infty} x W(x^{k}) dx = C'$$
(3)

имеет всегда конечное значение (независимо от вида эмпирической формулы распределения можно выбрать такое большое значение M, что при x > M следует считать $W(x^h) \equiv 0$). Объединяя все постоянные коэффициенты, входящие в формулу (2), получим явное выражение для $g(E_0)$:

$$g(E_0) = \frac{2\pi G R_1^2 C'}{\left(\frac{E_0}{E_1}\right)^{\frac{2}{k}}} = \frac{2\pi G R_1^2 C' E_1^{\frac{2}{k}}}{(E_0)^{\frac{2}{k}}} = \frac{C''}{(E_0)^{\frac{2}{k}}}.$$
 (4)

Характерно, что исследование началось фактически с рассмотрения частных случаев [5], позднее был дан приведенный здесь общий вывод [3] и только недавно автор заметил, что аналогичный прием использовался в физике уже давно. Согласно закону Вина, спектральная плотность излучения u(v) определяется формулой

$$\mathcal{U}(\mathbf{v}) = \mathbf{v}^3 F\left(\frac{\mathbf{v}}{T}\right),$$

где v — частота, T — абсолютная температура. Применяя при интегрировании подстановку $x = \frac{v}{T}$, получим закон Стефана — Больцмана

$$E(T) = \int_0^\infty \nu^3 F\left(\frac{\nu}{T}\right) d\nu = T^4 \int_0^\infty x^3 F(x) dx = C^* T^4.$$

Здесь через E(T) обозначено излучение абсолютно черного тела при температуре T. Хотя в рамках классической термодинамики интеграл

 $\int_{0}^{\infty} x^{3} F(x) dx = C^{*}$

расходится, с помощью данного приема получается, как известно, совершенно правильный результат.

10 Заказ № 30

145

Существенное значение при выводе общей формулы имеют принятые пределы интегрирования $(0-\infty)$. В действительности диапазон изменения R ограничен по крайней мере размерами Земли, поэтому необходимо проверить, не повлияет ли на тип функции $g(E_0)$ замена верхнего предела (∞) некоторым конечным значением R_0 . Соответствующие оценки невозможно получить без конкретизации функции распределения $W(E_{01})$. К счастью, уже давно было установлено, что для описания амплитудного распределения сигналов, генерируемых отдельным источником, можно использовать логарифмически нормальный закон. Результаты сопоставления различных данных позволяют уточнить этот вывод в отношении устойчивости параметров распределения [4].

Для случая, когда грозы расположены на ограниченной площади $(R \leq R_0)$, была получена формула

$$g(E_0) = \frac{Q}{2} \left\{ [1 - \Phi(y)] + [1 + \Phi(y - 2c)] \exp[2(c^2 - cy)] \right\},$$
 (5)

в которой для удобства приняты следующие сокращенные обозначения:

$$Q = \pi R_0^2 G, \quad y = \left[\frac{\ln \frac{E_0}{E_1}}{\sigma} + \frac{\ln \frac{R_0}{R_1}}{c} \right],$$
$$c = \frac{\sigma}{k},$$

а также использованы обычные символы $\Phi(x)$ (интеграл вероятностей) и σ (стандартное отклонение — параметр логарифмически нормального распределения). Внешне формула (5) значительно отличается от выведенного выше степенно́го закона (4). Однако, как показывают результаты численных расчетов, эта формула практически эквивалентна простому соотношению

$$g(E_0) = \frac{A}{1 + B(E_0)^{\frac{2}{k}}},$$
(6)

где A и B — некоторые коэффициенты. За исключением обычно недостигаемой области «насыщения» (когда принимаются все разряды) и прилегающего к ней небольшого переходного участка, во всем остальном диапазоне изменения E_0 сохраняется степенной закон (4). Более детальные данные относительно проведенных расчетов имеются в оригинальной статье [3].

Когда найдена функция $g(E_0)$, можно вывести формулу, наиболее интересную с точки зрения приложений. В эту формулу входит время P(E) (отнесенное к единичному интервалу), в течение которого атмосферные помехи превышают уровень E (индекс «нуль» обычно опускается). Если средняя длительность сигнала равняется τ , то в единицу времени будет зарегистрировано $\frac{P(E)}{\tau}$ атмосфериков. Но каждый атмосферик с вероятностью P(E) может попасть в занятый интервал, поэтому общее число незарегистрированных атмосфериков будет равно $g(E) \cdot P(E)$.

Сумма этих двух чисел, очевидно, равна g(E)

$$\frac{P(E)}{r} + g(E) \cdot \boldsymbol{P}(E) = g(E),$$

откуда

$$P(E) = \left[1 + \frac{1}{\tau g(E)}\right]^{-1}.$$

(7)

(8)

146

Для получения искомой формулы достаточно подставить в (8) значение g(E) из (4)

$$P(E) = \left[1 + \frac{\frac{2}{k}}{\tau C''}\right]^{-1} = \left[1 + \left(\frac{E}{E_{50}}\right)^{\frac{2}{k}}\right]^{-1}, \qquad (9)$$

где E_{50} — уровень, который превышается помехами в течение 50% времени. Применяя при выводе основных формул (4) и (8) весьма общие приемы, необходимо убедиться, что специфические особенности рассматриваемой задачи не могут быть причиной систематических расхождений между расчетными и экспериментальными данными (по крайней мере в практически важной части диапазона). Выше были рассмотрены отдельные вопросы, относящиеся к выводу формулы (4). В связи с выводом формулы (8) можно сделать следующее замечание. Если форма импульсов отлична от прямоугольной, может случиться, что средняя длительность импульсов, ширина которых на уровне E зависит от амплитуды a,

$$t = t_0 \left(\frac{a-E}{a}\right). \tag{10}$$

Используя формулу (4) для определения числа импульсов с амплитудой *a*, а также числа импульсов с амплитудой $\ge E$, можно найти значение искомой величины

$$\tau(E) = t_0 q E^q \int_E (a - E) a^{-(q+2)} da = \frac{t_0}{q+1} = \text{const}, \quad (11)$$

где t_0 , q — некоторые коэффициенты. Этот пример показывает, что формула (8) имеет достаточно общий характер и остается обратить внимание только на входящие в нее параметры E_{50} и $\frac{2}{k} = q$. Параметр E_{50} изменяется, очевидно, в широких пределах в_зависимости от развития грозовой активности. Наоборот, параметр q должен иметь сравнительно устойчивое значение, так как практически невозможны большие колебания показателя k. Этот вывод остается в силе даже при более общих допущениях относительно распределения источников. Кроме рассмотренного выше типичного варианта (когда источники распределены равномерно), могут встретиться случаи, характерной особенностью которых является определенная тенденция к росту или падению плотности источников G(R). Обобщая определение параметра q, удобно аппроксимировать G(R) выражением вида $G \cdot R^{l}$. Тогда

$$g(E) = 2\pi G \int_{0}^{\infty} W\left[E\left(\frac{R}{R_{1}}\right)^{k}\right] R^{1+l} dR = C E^{-\left(\frac{2+l}{R}\right)}, \quad (1,2)$$

и, следовательно, $q = \frac{2+l}{k}$. Показатель *l* изменяется в сравнительно узких границах около нуля, поэтому диапазон возможных значений параметра *q* (зависящего от мало меняющихся величин *k* и *l*) также не может быть велик.

Характерно, что полученные результаты практически не зависят от типа функции W(E), которая выпадает в процессе расчета. Однако для полноты необходимо рассмотреть предельный случай, когда все грозовые очаги расположены на одинаковом расстоянии R^* и, следовательно,

10*

g(E) с точностью до коэффициента совпадает с W(E). Легко проверить, что интегральная функция распределения, соответствующая логарифмически нормальному закону, приближенно представляется следующей формулой:

$$W_{\ln}(E) \approx W_{\ln}^{*}(E) = \left[1 + \left(\frac{E}{E_{50}}\right)^{\frac{1,7}{\sigma}}\right]^{-1}.$$
 (13)

Существенные расхождения появляются только при малых (<3%) и больших (>99%) значениях $W_{\rm in}(E)$. С точки зрения оценки g(E) представляет интерес не только средняя, но и нижняя часть диапазона; однако пока нет оснований оценивать ошибку по разности между точным и приближенным значениями $W_{\rm in}(E)$, так как экспериментальные данные о поведении W(E) на этом участке не отличаются полнотой и надежностью. Подставляя примерные значения σ и k в формулы (13) и (4), получим почти одинаковые значения параметра q (порядка 1,5—1,8).

Выводы, полученные в результате расчета, полностью подтверждаются экспериментальными данными. Упомянутая выше эмпирическая формула [2], если подставить в нее развернутое значение параметра q, совпадает с выведенной здесь формулой

$$P(E) = \left[1 + \left(\frac{E}{E_{50}}\right)^{\frac{2+l}{k}}\right]^{-1}.$$
 (14)

Кроме рассмотренных уже типичных вариантов, приводящих к формуле (14), может встретиться иногда распределение, при котором имеются только удаленные грозовые очаги. Комбинируя формулы (4) и (6) с учетом соотношения A = BC (вытекающего из требования об одинаковой нормировке коэффициентов), получим следующую оценку величины g(E):

$$g(E) = \frac{C}{E^{q}} - \frac{A}{1 + BE^{q}} = \frac{C}{E^{q}(1 + BE^{q})}.$$
 (15)

В последнем случае показатель степени равен q при малых значениях E и возрастает до 2q при больших E.

Просматривая в заключение все проведенные расчеты, можно подумать, что следует обратиться к самому общему уравнению

$$g(E) = 2\pi \int_{0}^{\infty} G(R) W(E, R) R dR, \qquad (16)$$

в котором искомой функцией является плотность источников G(R), тогда как g(E) и W(E, R) определяются по данным наблюдений. Но это уравнение аналогично основному уравнению звездной статистики, общее решение которого было найдено К. Шварцшильдом. Чтобы оценить вклад, который может дать общее решение, рассмотрим простейший вариант, когда звезды распределены равномерно и поглощение отсутствует. В этом случае получается формула

$$A(L) = 4\pi D \int_{0}^{\infty} \varphi(LR^2) R^2 dR = aL^{-1,5}, \qquad (17)$$

где A(L) — число звезд со светимостью $\gg L$ (функция блеска), $\varphi(L)$ — функция распределения звезд по абсолютной светимости, D — число звезд в единичном объеме, a — некоторый коэффициент. С другой стороны, на основании результатов непосредственного подсчета числа звезд

148

(до 11-й звездной величины) функция блеска может быть представлена формулой

$$A(L) \approx a L^{-1,2} \,. \tag{18}$$

Следовательно, простая теоретическая оценка приводит к правильному выводу относительно типа функции A(L) и позволяет даже определить приближенное значение показателя степени q. Анализируя причины небольшого расхождения между экспериментальным и теоретическим значениями q, B. Струве еще в прошлом веке предсказал существование межзвездного поглощения, что было подтверждено непосредственными измерениями только через десятки лет. Так как уже самые общие оценки позволяют получить достаточно определенные выводы, роль точного решения уравнения Шварцшильда сводится к уточнению и детализации результатов относительно распределения звезд, которое в течение обычно обозримых промежутков времени остается неизменным. Однако на практике оказалось удобнее вместо точного решения уравнения Шварцшильда использовать специально разработанные приближенные методы [6]. С еще бо́льшим основанием можно распространить это положение на рассматриваемую здесь область.

Интересно отметить одну деталь, касающуюся соотношения различных функций распределения. Используя известные данные, можно получить следующее приближенное выражение для $\varphi(L)$:

$$\varphi(L) \approx b \left[c + L^{0.45} \right]^{-1}. \tag{19}$$

Показатели степени q в формулах (17) и (19) значительно отличаются друг от друга, поэтому в данном случае функции A(L) и $\varphi(L)$ нельзя считать подобными даже в первом приближении. При исследовании атмосферных помех аналогичную роль играют функции g(E) и W(E), но там, по крайней мере в некотором интервале, $W(E) \sim g(E)$. На фоне большой изменчивости реальных условий это случайное совпадение является благоприятным фактором (хотя и не имеет решающего значения).

В принципе расчеты подобного типа встречаются в ряде совершенно различных областей, но каждый случай имеет свои специфические особенности. Например, энергетический спектр космических лучей для не слишком малых значений E можно представить степенной функцией $N(E) \approx a E^{-q}$, где q = 1.6, или, охватывая также частицы малых энергий,

$$N(E) \approx c \left[1 + bE^q\right]^{-1} \tag{20}$$

Для объяснения вида функции N(E) были предложены различные гипотезы, как связанные с определенными предположениями о распределении источников, так и основанные только на энергетических соображениях. При изучении землетрясений статистика амплитуд приходящих сигналов, по-видимому, не представляет большого интереса, но много внимания уделяется распределению интенсивностей в источнике. Повторяемость землетрясений описывается также степенной функцией, причем показатель q = 0.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лихтер Я. И., Наливайко А. Г., Розин В. Л., Терина Г. И., Шевченко Д. С. Измерение атмосферных радиопомех в СССР во время МГГ. Сб. «Исследования ионосферы», № 10, изд. АН СССР, М., 1962.

- 2. Лихтер Я. И., Терина Г. И. Некоторые результаты исследования интенсивности атмосферных радиопомех в Москве. Сб. «Исследования ионосферы», № 3, изд. АН СССР, М., 1960.
- АН СССР, М., 1960. 3. Махоткин Л. Г. Статистика атмосферных радиопомех. Геомагнетизм и аэрономия, т. 3, № 2, 1963.
- 4. Махоткин Л. Г. Оценка параметров амплитудного распределения атмосфериков, генерируемых изолированным источником. Геомагнетизм и аэрономия, т. 4, № 1, 1964.
- 5. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозовых разрядов. Труды ГГО, вып. 146, 1963.
- 6. Агекян Т. А. и др. Курс астрофизики и звездной астрономии, т. 2. Физматгиз, М., 1962.



СОДЕРЖАНИЕ

Л. Г. Махоткин, А. И. Асташенко, Физические основы методов пелен-	
Гования грозовых очагов и их техническая реализация	3
В.П.Колоколов. Мировое распределение числа грозовых разрялов.	10
В. П. Колоколов. Некоторые особенности разрялной деятельности гроз	•
в средних широтах	13
А. В. П. Колоколов. Р. И. Симонова Метолика составления карт гро-	- 7
зовых разрялов	23
В.А.С.О.Л.О.В.Ь.С.В. Грозовая активность в районе Северо-Восточной Атлантики.	20
и Запалной Европы по данным об атмосфериках	31
В А Кутявин. Отклонение грозовой активности от средних климатологи-	×-
ческих норм	37
К. Н. Баркадова, Грозовая деятельность в северном полушарии в 1963 г.	30
С К Иньков Некоторые особенности форм дальних атмосфериков	42
	46
$-\mathbf{E}$ K U k k B Desvirtativ percentative done free weak another work	55
	00
раницонска и широкой полоса настоя настоя нали поля атмосферных	50
	, 05
таристии свариятьных этосфоликов	64
\mathbf{A}	υT
ин этоскоричер	67
	60
П. Бълго обдин. Изменение с расстоянием уровня индустриальных радиономех	09
ти в ков. измерение плотности объемных зарядов в приземном слое	79
	76
П. П. АКИМОВ. СПЕКТР ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗАРИДОВ КАНЕЛЬ ТУМАНА.	21
Т. В. И сбол и И. О. Биссина, в консорти истроизоварижении микропорошков.	01
1. Б. Это обдин. О влиянии облачности негрозового происхождения на за-	00
	90
В. из со зи в. К вопросу о величине отношения полярных проводимостеи воз-	05
	50
сл. н. шварц. О применении синхронных двигателей в электростатических	101
	101
В И. Собу и н. Прибор для измерения прадиента электрической проводи-	105
Мости воздуха.	100
и. А. на рамонов. К вопросу уничикации единиц измерения элементов	110
атмосферного электричества.	110
томинатов, с. в. чуоарина. Электрическая структура слоисто-	112
дождевых оолаков.	110
А. С. А у пахин. пекоторые результаты радиолокационных зондировании	100
Монерии Стрононаузы.	129
и. г. махоткин. Статистические характеристики амплитуд атмосфериков.	142

Редактор Л. Л. Беленькая Технич. редактор Г. С. Николаева Корректоры: В. С. Игнатова и В. В. Мамедова

Сдано в набор 18/1 1965 г. Подписано к печати 23/IV 1965 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4,75+1 вкл. Прив. печ. л. 13,41 Уч.-изд. л. 12,05. Тираж 650 экз. М-21159. Индекс МЛ-124 Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, дом № 23. Заказ № 30. Цена 84 коп. Тем. план 1965 г., № 96

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Государственного комитета при Совете Министров СССР по печати

Ленинград, Прачечный пер., 6