Министерство науки и высшего образования
Российской Федерации

федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Л.В. Кашлева, Ю.П. Михайловский

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Издание дополненное и переработанное

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности «Метеорология»*

РГГМУ
Санкт-Петербург
2019

УДК 551.509.3

Кашлева Л.В., Михайловский Ю.П. Атмосферное электричество. Учебное пособие.– СПб.: РГГМУ, 2019. – 226 с.

Рецензент: Г.И. Мазуров, доктор геогр. наук, ведущий науч. сотрудник ГГО им. А.И. Воейкова

В учебном пособии последовательно излагаются основы курса «Атмосферное электричество». Отдельно рассматриваются электрические процессы в нижней и верхней атмосфере. Рассматриваются вопросы электричества облаков и глобальной атмосферно-электрической цепи. Приводятся сведения об ионосфере, магнитосфере и полярных сияниях. Пособие предназначено для студентов и магистров гидрометеорологических и эколого-географических факультетов университетов, а также для научных работников, специализирующихся в области атмосферного электричества.

Kashleva L.V., Mikhailovskii Yu.P. Atmospheric electricity. A manual. – St. Petersburg, RSHU Publishers, 2019. – 226 pp.

A manual systematically describes fundamentals of a course of atmospheric electricity. Electrical processes in the lower and upper atmosphere are considered separately. The processes determining ionization state of the atmosphere and the electric fields formed are analyzed. Problems of cloud electricity and the global atmospheric electric circuit are considered. Information on the ionosphere, magnetosphere and the polar aurora are presented.The book is intended for undergraduate and Masters students at hydrometeorological and ecology-geographical faculties of universities, as well as researchers specializing in the field of atmospheric electricity.

ISBN 978-5-86813-484-5

©Кашлева Л.В., Михайловский Ю.П., 2019

©Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2019

ПРЕДИСЛОВИЕ

Атмосферное электричество имеет более чем 200-летнюю историю. Но можно утверждать, что изучение природы атмосферно-электрических явлений и процессов неизменно вызывало и продолжает вызывать живой интерес каждого, кто наблюдал проявление электрической активности в атмосфере. Проводимые наблюдения показали, что функционирование систем радиосвязи, различных радиолокационных станций, выбросы промышленных предприятий и автотранспорта способны изменить электрические свойства атмосферы. А это может иметь нежелательные экологические последствия. Очевидно, что построение рациональной системы контроля электрического состояния атмосферы и изучение его влияния на биообъекты очень актуальны. Кроме того, данные и методы атмосферного электричества можно использовать в разных областях науки и техники, например, в физике атмосферы, сейсмологии, вулканологии.

Содержание представленного учебного пособия соответствует программе дисциплины «Атмосферное электричество» для высших учебных заведений по специальности гидрометеорология. В основу положены материалы курса атмосферного электричества, прочитанного автором студентам старших курсов Санкт-Петербургского государственного гидрометеорологического университета. Представленный курс был построен в продолжение раздела «Атмосферное электричество» в «Курсе метеорологии (физике атмосферы)» П.Н.Тверского.

Пособие состоит из двух частей. В первой части рассматриваются электрические процессы, протекающие в нижних слоях атмосферы. В первой главе показано, какие процессы определяют ионизационное состояние атмосферы. Во второй главе рассматривается, как формируется

электрическое поле атмосферы хорошей погоды, и анализируется связь между напряженностью электрического поля и другими атмосферно-электрическими и метеорологическими параметрами. В третьей главе обсуждаются вопросы электричества облаков. Рассматривается, каким образом происходит электризация как отдельных облачных частиц, так и облаков в целом. Показано, как грозовая деятельность распределяется по земной поверхности. В четвертой главе рассматриваются основные вопросы глобальной атмосферно-электрической цепи. Вторая часть посвящена вопросам электричества верхних слоев атмосферы. Рассмотрены условия образования ионосферы и магнитосферы, электрические явления, протекающие в этих слоях атмосферы, включая полярные сияния.

Для лучшего усвоения и закрепления материала в конце каждой главы даны контрольные вопросы и задания.

Второе издание учебного пособия дополнено главой 5 «Методы и средства измерения атмосферно-электрических характеристик атмосферы и облаков» и разделом третьей главы «Начало организованной электризации конвективных облаков», написанным по результатам самолетных экспериментов.

Автор выражает глубокую благодарность рецензенту, ведущему научному сотруднику отдела Геофизических исследований Главной Геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова профессору Г.И. Мазурову за ценные советы и рекомендации при сборе и анализе материалов.

ВВЕДЕНИЕ

Электрические свойства атмосферы и электрические явления, в ней происходящие, имеют существенное значение для многих метеорологических процессов. Они являются одними из основных характеристик атмосферы. Кроме того, электрические параметры атмосферы нередко значительно влияют на работу многих производственных процессов в современном техническом мире. Очевидно, что анализ электрического состояния атмосферы имеет непреходящее практическое значение для деятельности человека. Эволюция электрических параметров атмосферы, регистрируемая при непрерывных наблюдениях за значительные периоды, может служить гибким индикатором антропогенного воздействия на окружающую среду.

Наиболее известны и доступны непосредственному восприятию каждого наблюдателя такие явления, как грозы, светящиеся тихие разряды с острий (огни святого Эльма), и полярные сияния. С древнейших времен грозы и особенно вспышки молний наводили ужас на людей. Электрические проявления в облаках грандиозны и сложны; они сопровождаются внешне необычными явлениями, будь то молнии, доходящие до 150 км или шаровые молнии, являющиеся накопителями энергии, пока еще неопознанной природы. Впервые идея о существовании атмосферного электричества появилась тогда, когда было высказано предположение, что гром и молния представляют собой ни что иное, как проявление в гигантских масштабах тех же явлений, которые наблюдаются в лабораторных опытах со статическим электричеством. Действительно, все эти грозовые явления начинаются сна первый взгляд простого процесса – возникновения избыточного заряда на отдельной частице или в микрообъеме воздуха, то есть со статической электризации. Анализ статической электризации – это первый шаг в понимании физики грозовых процессов.

Укажем основные задачи, исследуемые в области электричества облаков:

- прогноз гроз;
- борьба с электростатической опасностью, возникающая при полете самолетов в облаках;
- создание средств регулирования электрической активности облаков; и другие.

Однако и при хорошей погоде, когда никаких визуальных проявлений электрической активности не существует, в атмосфере протекают электрические процессы, то есть в атмосфере постоянно текут электрические токи, возникают макрозаряды атмосферы и Земли, формируются электрические поля.

Перечислим основные вопросы, которые решают при изучении атмосферного электричества:

- природа электрических зарядов атмосферы и земли;
- природа проводимости атмосферы;
- балансы электрических токов в глобальной атмосферно-электрической цепи;
- мониторинг окружающей среды при использовании атмосферно-электрических параметров.

Эти вопросы будут рассмотрены в курсе атмосферного электричества.

Часть I

ЭЛЕКТРИЧЕСТВО НИЖНИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ

Глава 1

Ионизационное состояние атмосферы

1.1. Основные понятия. Ионы в атмосфере и ее проводимость

Явление проводимости воздуха и в частности утечку через воздух заряда с изолированного наэлектризованного тела была отмечена впервые Кулоном (1795). Он считал, что частицы воздуха или пыли могут приобретать заряды при столкновении с заряженным телом, а затем отталкиваться от него. Дальнейшие исследования показали, что заряженный и идеально изолированный от земли проводник, находясь в воздухе, постепенно теряет свой заряд. Было установлено, что уменьшение заряда проводника в единицу времени пропорционально в каждый момент имеющемуся на проводнике заряду Q, т. е.

$$\frac{dQ}{dt} = -aQ \tag{1.1}$$

что после интегрирования дает

$$Q_t = Q_0 e^{-at} \tag{1.2}$$

где t- время и a- так называемый коэффициент рассеивания.

Правильное объяснение этого явления проводимости и рассеивания заряда было дано лишь в конце

XIX столетия. В (*Тверской П.Н.*) отмечено, что в это время было экспериментально установлено существование ионов, т.е. частиц приблизительно молекулярного размеров, несущих положительные и отрицательные заряды, обычно один элементарный заряд. Благодаря присутствию ионов атмосфера не является идеальным изолятором, а обладает способностью проводить электричество. Утечка заряда с изолированного тела может быть объяснена как притяжением к телу ионов противоположного по отношению к телу знака, так и отталкиванием ионов одинакового знака. В отсутствие ветра ионы движутся вдоль электрических силовых линий.

Ионы в атмосфере образуются в результате процесса ионизации газов, входящих в состав воздуха, когда под воздействием внешнего агента - ионизатора - молекуле или атому газа сообщается энергия, достаточная для того, чтобы удалить один из наружных валентных электронов атома из сферы действия ядра. В результате этого первоначально электрически нейтральный атом, в котором положительный заряд ядер равен общему заряду валентных (наружных) электронов, лишившись одного из них, становится положительно заряженным. Выделившийся же электрон в условиях нормального давления почти мгновенно (за время, меньшее 10^{-6} с) присоединяется к одному из нейтральных атомов окружающей среды на дозволенном высшем энергетическом уровне и образует отрицательный ион. Указанным путем образуются попарно (положительный и отрицательный) ионы, имеющие молекулярные размеры и несущие по одному элементарному заряду, который равен $e \approx 1{,}6 \cdot 10^{-19}$К.

Однако такие первично образовавшиеся молекулярные ионы существуют очень недолго (доли секунды), так как под действием поляризационных сил к ним присоединяется некоторое число (порядка 6-12) молекул из окружающего воздуха,в результате чего образуются комплексы молекул (или молекулярные сгустки), получившие название легких

ионов. Проведенные исследования возможных геометрических структур ионов показали значительное отличие положительных и отрицательных легких ионов. Ланжевен отмечал, что положительные и отрицательные ионы будут иметь две существенно различные структуры. Эти структуры представлены на рисунке 1.1 [46]. Для случая положительного иона положительный заряд находится в центре принадлежащей иону молекулы.

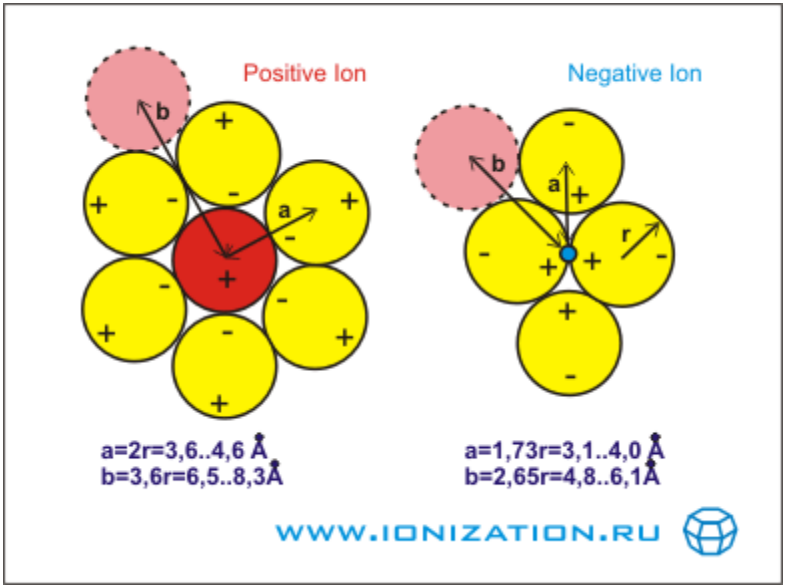


Рисунок 1.1. Структура положительных и отрицательных легких ионов [45].

Около такого иона могут расположиться со всех сторон в виде мономолекулярного слоя, как максимум, около 12 нейтральных поляризуемых молекул. У отрицательного иона носитель отрицательного заряда - электрон, находится на оболочке молекулы (т.е. на периферии), входящей в состав иона. Около такого иона прежде всего может разместиться

еще одна поляризуемая молекула – и появляется пара молекул «ион - поляризуемая молекула».
Затем еще 5 молекул кольцом окружают пару первых в плоскости, перпендикулярной линии, проходящей через центры пары «ион - поляризуемая молекула», оказываясь в непосредственном соприкосновении с ионизированной молекулой. Это в итоге дает 7 молекул на один ион.

Таким образом, количество молекул составляет для положительных ионов максимум тринадцать, а для отрицательных ионов максимум семь молекул.

В атмосфере постоянно находятся во взвешенном состоянии посторонние мельчайшие частицы больших размеров (ядра конденсации и другие частицы аэрозоля). Легкие ионы, присоединяясь к ним, отдают им свой заряд. В результате образуются ионы, имеющие более крупные размеры, так называемые тяжелые ионы, или ионы Ланжевена. Иногда в атмосфере обнаруживаются ионы средних размеров, называемые средними ионами.

Тяжелые ионы также обычно несут один элементарный заряд. Теоретическое рассмотрение вопроса о величине их заряда приводит к выводу, что они могут иметь больше одного элементарного заряда только в случае, если их радиус больше 10^{-6}см, но, как показывают наблюдения, число таких ионов ничтожно.

Ионизационное состояние атмосферы рассматривается в (*Тверской П.Н.,1964, Чалмерс Дж. Л.,1974, Смирнов В.В.,1992*и др). Ионы, находящиеся в атмосфере, можно рассматривать как некоторую примесь в атмосферном воздухе, отличающуюся от остальных молекул воздуха и взвешенных частиц только наличием на них электрических зарядов. Поэтому наряду со всеми обычно действующими в атмосфере силами на ионы еще оказывают влияние электрические силы. Под их действием ионы, находясь во внешнем электрическом поле, перемещаются вдоль силовых линий этого поля со скоростью *u,* пропорциональной

напряженности поляEи зависящей от природы иона. Скорость этого дрейфа ионов под действием электрической силы в поле напряженностью, равной единице, называют подвижностью ионов $k = \frac{u}{E}$, где k – подвижность иона. Обычно подвижность выражается в (м^2/В·с) или (см^2/В·с).

Подвижность является основной величиной, характеризующей ионы. Она зависит от рода ионизируемого газа. Так, чем сложнее и тяжелее молекулы газа, тем меньше подвижность образующихся ионов. Она зависит также от температуры и давления газа, причем изменяется обратно пропорционально плотности газа.

Зависимость k от температуры T и давления p,которая имеет большое значение для суждения об ионах в высоких слоях атмосферы, может быть представлена (Тверской П.Н.) в виде

$$k(T, p = k(T_0 p_0)\frac{p_0}{p}\frac{T}{T_0} \qquad (1.3)$$

Ланжевен, исходя из представлений кинетической теории газов, показал, что в первом приближении подвижность kуказанных выше молекулярных ионов некоторого газа равна

$$k = a\frac{e}{m}\frac{l}{v} \qquad (1.3а)$$

где a - некоторый численный коэффициент (порядка 0,5—1,0), $\frac{e}{m}$ - отношение заряда иона к его массе, l - средняя длина свободного пробега иона и v- средняя скорость его теплового движения.

Результаты вычисления подвижности легких ионов хорошо согласуются с данными наблюдений. Подвижность положительных ионов, состоящих их б**о**льшего числа молекул, ниже подвижности отрицательных ионов. Согласно лабораторным исследованиям, при комнатной температуре (20°С) в чистом воздухе при нормальном атмосферном давлении подвижность положительных и отрицательных легких ионов в среднем равна $k_+ = 1{,}37 \cdot 10^{-4}$ м^2/В·с (или 1,37 см^2/В·с), $k_- = 1{,}89 \cdot 10^{-4}$ м^2/В·с (или 1,89 см^2/В·с),причем $\frac{k_-}{k_+} = 1.38$.

Подвижность легких ионов в нижнем слое атмосферы в естественных условиях также составляет величину порядка (1 – 2) $\cdot 10^{-4}$ м^2/В·с, причем она ближе к значению $1 \cdot 10^{-4}$ м^2/В·с, при этом подвижность отрицательных ионов обычно несколько больше, чем положительных. Вместе с тем установлено влияние влажности воздуха на величину подвижности отрицательных ионов, которое проявляется в том, что при увеличении влажности подвижность их заметно уменьшается. С поднятием над уровнем моря подвижность легких ионов возрастает в соответствии с соотношением (1.3).Средняя подвижность тяжелых ионов составляет 1/500 средней подвижности легких и притом изменяется в очень широких пределах.

Таблица 1.1

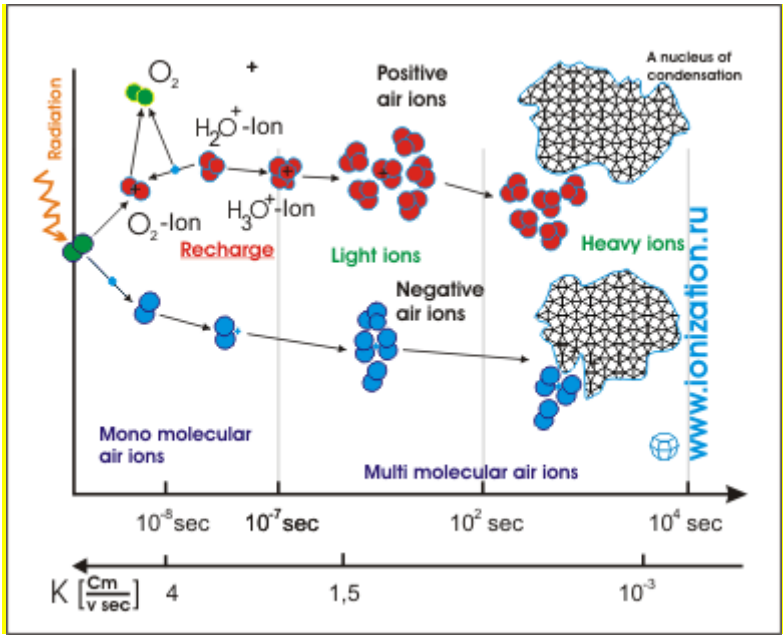
Основные группы ионов в атмосфере

Группа ионов	**Подвижность *k*,** $м^2/В·с$	**Радиус иона**, мкм
Легкие	$>1·10^{-4}$	$0,66·10^{-3}$
Средние: Более мелкие Более крупные	 10^{-4}-10^{-6} 10^{-6} - 10^{-7}	 $(0,66-8)·10^{-3}$ $(8-25)·10^{-3}$
Тяжелые (ионы Ланжевена)	$10^{-7} – 2,5·10^{-8}$	$(2,5-5,5)·10^{-2}$
Ультратяжелые	$\leq 2,5·10^{-8}$	$>5,5·10^{-2}$

Ионы, содержащиеся в атмосфере, несколько условно могут быть разделены по их размерам и величине их подвижности на определенные группы, указанные в табл. 1.1.

Отметим, что размеры капель тумана и облачных элементов составляют 1÷ 10 мкм,а размеры дождевых капель еще больше. Эти частицы так же, как и частицы пыли, могут иметь заряды, но уже к числу ионов их не относят.

Основной величиной, характеризующей ионизационное состояние атмосферы, является число ионов, содержащихся в единице объема (1 $м^3$ или $1см^3$), такназываемая концентрация ионов (n ион$·м^{-3}$ или n ион$·см^{-3}$). При этом обычно рассматривают в отдельности число ионов каждой из двух основных групп подвижностей ионов - легких и тяжелых. Иногда изучают более подробно распределение числа ионов по подвижностям и находят кривую распределения $n_k = f(k)$; в этом случае мы получаем так называемый спектр ионов по подвижностям.



Radiation - ионизирующее излучение; Recharge - процесс перезарядки; mono molecular ions-мономолекулярные ионы; positive air ion - положительный "легкий ион"; negative air ion - отрицательный "легкий ион"; A nucleus of condensation - ядро конденсации; heavy ion- средний или тяжелый ион; multi molecular air ions-мультимолекулярные ионы.

Рисунок 1.2. Схема изменения структуры атмосферного иона и его подвижности в процессе дрейфа во внешнем электрическом поле [45].

Наличие ионов в атмосфере определяет ее проводящую способность или проводимость. Действительно, ионы движутся в электрическом поле напряженностью E со

скоростью kE; итак как каждый ион имеет заряд, равный e, то при концентрации ионов, равной n м$^{-3}$, через каждый 1 м^{2}поверхности, перпендикулярной к направлению поляE, в единицу времени будет переноситься в одну сторону заряд, равный $i_+ + = n_+ k_+ eE$, и в обратную сторону заряд $i_- = n_- k_- eE$. Сумма их, равная

$$i = i_+ + i_- = (n_+ k_+ + n_- k_-)eE \qquad (1.4)$$

дает плотность тока проводимости, где i_+ , i_- , i - плотность положительного тока проводимости атмосферы, плотность отрицательного тока проводимости атмосферы и плотность суммарного тока проводимости атмосферы, соответственно. Плотность тока проводимости атмосферы i равна заряду, переносимому атмосферными ионами через каждый 1 м^{2}поверхности, перпендикулярной направлению поляE, в единицу времени. Размерность плотности тока проводимости атмосферы А/м^2 . При отсутствии активных атмосферных процессов в тропосфере iсоставляет около 1 пА/м^2 .

Введем в формуле (1.4) обозначения

$$\lambda_+ = n_+ k_+ e \text{ и } \lambda_- = n_- k_- e \qquad (1.5)$$

В формуле (1.5) λ_+ и λ_- представляют так называемые полярные проводимости, а сумма полярных проводимостей дает суммарную проводимость

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_- \ . \qquad (1.6)$$

Проводимость λ характеризует проводящие свойства среды. В атмосфере λ определяется концентрацией и подвижностью атмосферных ионов. Размерность проводимости атмосферы – См/м, в приземном слое атмосферы при отсутствии активных атмосферных процессов

λ около 10^{-14}См/м. Проводимость атмосферы численно равна плотности тока проводимости атмосферы при напряженности электрического поля, равной 1 В/м.

Имея в виду, что в атмосфере содержатся ионы различных подвижностей, выражение для проводимости следует более точно написать в виде $\lambda = \sum_{j=1}^{\infty}\left(n_{=}k_{=} + n_{+}k_{+}\right)_j e$, где суммирование распространено на все группы ионов различной подвижности, содержащиеся в атмосфере. Ограничиваясь делением ионов на три группы - легких, средних и тяжелых, - напишем

$$\lambda = n_{л}k_{л}e + n_{ср}k_{ср}e + N_{T}k_{T}e \qquad (1.7)$$

Учитывая средние значения подвижностей, приведенные
в табл.1, найдем, что даже при большом числе тяжелых ионов основную роль в сумме (1.7) играет первый член; расчеты показывают, что проводимость атмосферы более чем на 95% обусловлена легкими ионами.

На основании изложенного легко объяснить указанное явление рассеяния заряда с проводника. Действительно, вокруг заряженного тела создается электрическое поле, напряженность которого у поверхности проводника s в каждой точке связана с поверхностной плотностью заряда в ней σ соотношением

$$E=\sigma/\varepsilon_0\varepsilon, \qquad (1.8)$$

где ε_0=8,85·10^{-12} Кл/(В·м) - электрическая постоянная, ε – диэлектрическая проницаемость (для воздуха близка единице).

Формулу (1.8) можно преобразовать следующим образом

$$\sigma = E\varepsilon_0\varepsilon, \qquad (1.8.a)$$

Суммарный заряд тела равен

$$Q = \int_s \sigma ds = \int_s E\varepsilon_0\varepsilon ds \qquad (1.9)$$

Под действием поля ионы из окружающего пространства создают ток, который для всей поверхности проводника будет

$$\frac{dQ}{dt} = -\int_s \lambda E ds. \qquad (1.10)$$

Из сказанного ясно, что

$$-\frac{dQ}{dt} = \int_s \lambda E ds = \frac{1}{\varepsilon_0\varepsilon}\lambda\int_s E\varepsilon_0\varepsilon ds = \frac{\lambda Q}{\varepsilon_0\varepsilon} \qquad (1.11)$$

откуда

$$Q = Q_0 t^{-\frac{\lambda}{\varepsilon_0\varepsilon}t} = Q_0 e^{-at}, \qquad (1.12)$$

т.е. коэффициент рассеяния в формуле (1.1) связан с проводимостью соотношением

$$a_{\pm} = \lambda_{\pm} / \varepsilon_0\varepsilon \qquad (1.13)$$

Таким образом, при наличии в атмосфере вертикально направленного электрического поля напряженностью E в ней

течет вертикальный ток проводимости, плотность которого в соответствии с (1.4) будет

$$i = i_+ + i_- = (\lambda_+ + \lambda_-)E = \lambda E \quad (1.14)$$

Этот ток обычно направлен к земной поверхности. Так как $\lambda = \frac{1}{r}$, где r - удельное сопротивление воздуха, то соотношение (1.14) можно написать в виде

$$i = \frac{E}{r} \quad (1.15)$$

Если рассматривать вертикальный столб воздуха единичного сечения от земной поверхности до высоты *h*, то сопротивление такого столба будет равно

$$R = \int_0^h r dh = \int_0^h \frac{1}{\lambda} dh \quad (1.16)$$

Расчеты показывают, что сопротивление *R*при увеличении *h*увеличивается особенно быстро в нижних слоях атмосферы и в слое от 0 до 10 *км* оно составляет уже примерно 0.9 полного сопротивления всей толщи атмосферы, равного 10^{17} Ом/м^2.

Отметим, что при наличии в атмосфере ионов и других заряженных частиц величина суммарного заряда каждого знака на всех частичках, содержащихся в некотором объеме, может оказаться неодинаковой. Тогда можно найти заряд данного объема и плотность объемного заряда ρ; под плотностью объемного заряда ρ понимают величину

избыточного заряда, отнесенного к единице объема (см^3 или м^3).Размерность плотности объемного заряда ρ Кл/м^3. Объемные заряды играют очень большую роль во всех атмосферно-электрических явлениях.

1.2. Процесс ионообразования в атмосфере

1.2.1. Интенсивность ионообразования. Определение.

Интенсивность действия какого-либо ионизатора в атмосфере оценивается числом пар ионов, образующихся в воздухе за 1 с в 1 м^{3}и при стандартных условиях давления и температуры выражается в единицах *I*. *I* составляет 1/см^3·с или 10^6 /м^3·с.

Образованию ионов в атмосфере способствуют различные процессы. Из всех многочисленных известных ионизаторов главнейшими для нижних слоев атмосферы являются:

– излучения радиоактивных веществ, содержащихся в земной коре и атмосфере,

– космические лучи.

Ультрафиолетовые лучи Солнца в области тех длин волн (λ>0.285мкм), которые проникают в нижнюю стратосферу и тропосферу, никакой роли в ионизации этих слоев атмосферы не играют. Их действие может проявиться только в фотоэлектрическом эффекте, но этот эффект в естественных условиях настолько мал, что им практически можно пренебречь. Наряду с названными главнейшими ионизаторами атмосферы можно указать еще большое число других факторов, под действием которых в атмосфере образуются ионы, но все они имеют второстепенное и притом весьма ограниченное по месту и времени значение.

1.2.2. Излучения радиоактивных веществ, содержащихся в земной коре и атмосфере

Радиоактивность горных пород, слагающих земную кору, очень мала. В среднем горные породы содержат около 10^{-12} г Rana 1 г. породы, что соответствует примерно $3x10^{-6}$г U или 10^{-5}г Th на 1 г. породы.

При такой малой степени радиоактивности обычных горных пород и вод на земной поверхности непосредственное действие их излучений мало и простирается на небольшую высоту. Действием их α-излучений, проникающих в атмосферу до высоты в несколько сантиметров, вообще можно совсем пренебречь. Заметную роль играет лишь γ-излучение, а вблизи земной поверхности еще и β-лучи. Ионизирующая способность β-лучей составляет у земной поверхности примерно около 1*I*, а для γ-лучей — примерно 3*I*. С высотой ионизирующее действие γ- и β-лучей убывает по экспоненциальному закону, и уже на высоте в несколько сотен метров его можно принять равным нулю.

В связи с незначительным ионизирующим действием этих лучей, основное значение для ионизации атмосферы имеют те радиоактивные вещества, которые содержатся в самой атмосфере. Такими веществами являются эманации радия, тория, актиния и продукты их распада.

Радиоактивные элементы попадают в атмосферу вместе с почвенным воздухом при обмене его с наружным воздухом.

Рядом исследований установлено, что выход эманации Ra из почвы (эксгаляция) может быть в среднем оценен значением $4x10^{-14}$ Кюри/(м^2·с). (Напомним, что Кюри – это количество радиоактивного вещества, дающего $3.7x10^{10}$распадов в 1 с). Поступив в атмосферу, радиоактивные продукты разносятся от места своего выхода вертикальными и горизонтальными течениями на расстояние,

тем большее, чем больше продолжительность их жизни. Поэтому основное значение в радиоактивности атмосферы имеют только некоторые долго живущие продукты (среди них эманация радия с полупериодом распада 3.82 дня), следы которых обнаруживаются еще посреди открытого океана до высот в несколько километров (до 6 км). Приведем в табл. 1.2 основные данные о радиоактивности земной коры и атмосферы.

Таблица 1.2

Радиоактивность земной коры и атмосферы

Природная среда	**Радиоактивность**
Горные породы	$(1\text{-}3)\times10^{-12}$ г Ra/г
Почвенный воздух	2×10^{-11} Кюри/л
Атмосферный воздух: над сушей над океаном вдали от берега над океаном вблизи берегов	 1.2×10^{-13} Кюри/л 10^{-14}Кюри/л 10^{-15} Кюри/л

Большое значение приобрели радиоактивные вещества антропогенного происхождения, образующиеся при испытаниях ядерного оружия, взрывах, подобных аварии на Чернобыльской АЭС, на АЭС Фокусима и др. Будучи заброшенными на значительные высоты, они могут долгое время оставаться в атмосфере во взвешенном состоянии, очень медленно осаждаясь на земную поверхность. При большом периоде полураспада некоторых из них (например, Sr^{90} около 28 лет) могут создавать дополнительную ионизацию, не говоря уже об их пагубном биологическом действии. Исследованию загрязнения атмосферы искусственными радиоактивными веществами уделяется очень большое внимание (изучается их содержание веществ в

воздухе, их количество, осаждающееся на земную поверхность, включая и их вымывание из атмосферы осадками и проч.).

1.2.3. Космические лучи

Вторым ионизатором, имеющим гораздо большее значение для ионизации воздуха во всей толще атмосферы, являются космические лучи. Космические лучи (космическое излучение) - частицы, заполняющие межзвездное пространство и постоянно бомбардирующие Землю. Космическими лучами называют то очень сложное излучение, которое приходит к нам их космического пространства. Они были открыты в 1912 г. австрийским физиком В. Гессом с помощью ионизационной камеры на воздушном шаре. Основными источниками первичных космических лучей являются взрывы сверхновых звезд (галактические космические лучи) и Солнце. Большие энергии (до 10^{16} эВ) галактических космических лучей объясняются ускорением частиц на ударных волнах, образующихся при взрывах сверхновых. Природа космических лучей сверхвысоких энергий пока не имеет однозначной интерпретации. Максимальные энергии космических лучей ~3.10^{20} эВ, т.е. на несколько порядков превосходят энергии, доступные современным ускорителям на встречных пучках (максимальная эквивалентная энергия около 10^{17} эВ). Хотя в состав космических лучей входят не только заряженные, но и нейтральные частицы (особенно много фотонов и нейтрино), космическими лучами обычно называют заряженные частицы.

Различают следующие типы космических лучей (*Киселев М.Д.* , 2018):

1. Галактические космические лучи – космические частицы, приходящие на Землю из нашей галактики.

.

Таблица 1.3

Характеристики первичных космических лучей (галактических и солнечных)

	Галактические космические лучи	Солнечные космические лучи
Поток	~1/ $см^2$ $с^1$	Во время солнечных вспышек может достигать ~10^6 $см^{-2}$ $с^{-1}$
Состав	1. Ядерная компонента: ~95% протонов, ~4-5% ядер гелия, <1% более тяжелых ядер 2. Электроны (~1% от числа ядер) 3. Позитроны (~10% от числа электронов) 4. Антиадроны <1%	98-99% протоны, ~1,5% ядра гелия
Диапазон энергий	10^6 –10^{20} эВ	10^5 –10^{11} эВ

2. Солнечные космические лучи – космические частицы, генерируемые Солнцем.

3. Метагалактические космические лучи - космические частицы, возникшие вне нашей галактики. Их вклад в общий поток космических лучей невелик.

Первичные космические лучи. Космические лучи, не искаженные взаимодействием с атмосферой Земли, называют первичными. Поток галактических космических лучей, бомбардирующих Землю, примерно изотропен и постоянен во времени и составляет ~1 частица/($см^2$· с) – до входа в земную

атмосферу. Плотность энергии галактических космических лучей ~1 эВ/см^3, что сравнимо с суммарной энергией электромагнитного излучения звёзд, теплового движения межзвёздного газа и галактического магнитного поля. Таким образом, космические лучи – важный компонент Галактики.

Состав космических лучей приведен в таблице 1.3 (*Киселев М.Д.* , 2018).

Кроме протонов и электронов все частицы возникли в результате взаимодействия первичных космических лучей с ядрами атмосферы.

Вторичные космические лучи. Проникая в атмосферу, первичные космические частицы вступают во взаимодействие с атомами составляющих ее газов и дают начало большому числу новых весьма разнообразных частиц (электронов, позитронов, фотонов, мезонов и т. д.), которые в свою очередь взаимодействуют как между собой, так и с газами атмосферы. Таким образом, вместо одной первичной частицы возникает большое число вторичных частиц, которые делятся на адронную, мюонную и электронно-фотонную компоненты. Такой каскад покрывает большую территорию и называется широким атмосферным ливнем (ШАЛ) (см. рисунок 1.3). Эти многочастичные атмосферные ливни впервые наблюдал Дмитрий Скобельцын в конце 1920-х годов.

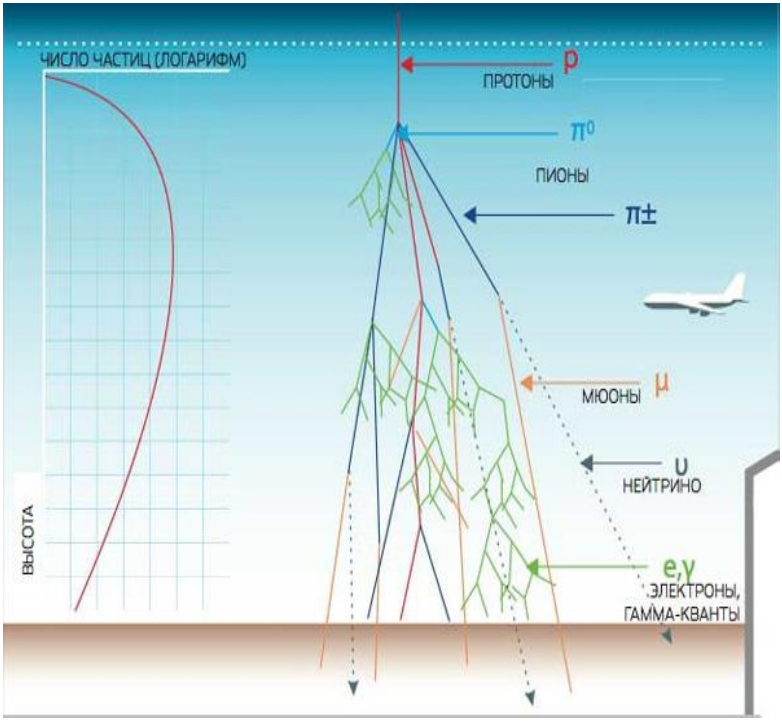


Рисунок 1.3. Схема широкого атмосферного ливня.

В одном акте взаимодействия протон обычно теряет ~50% своей энергии, а в результате взаимодействия возникают в основном пионы. Каждое последующее взаимодействие первичной частицы добавляет в каскад новые адроны, которые летят преимущественно по направлению первичной частицы, образуя адронный кор ливня. Один протон с энергией > 10^{14} эВ может создать 10^6-10^9 вторичных частиц.

В результате поток космических лучей у земной поверхности, доступной нашему наблюдению, оказывается весьма сложным и отличным по составу от потока первичного излучения, вступившего в атмосферу. Однако значительная

часть вторичных космических лучей поглощается в атмосфере. Поток космических лучей на уровне моря (~0.01 частиц/см^2·с^1) примерно в 100 раз меньше потока первичных космических лучей.

Интенсивность космических лучей почти неизменна во времени. Отмечаемые ее колебания незначительны, изредка наблюдаются кратковременные изменения, имеющие характер вспышек. Эти вспышки совпадают по времени со вспышками на Солнце.

При очень большой проникающей способности космические лучи пронизывают всю толщу атмосферы и даже проникают вглубь океанов и земной коры.

1.2.4. Интенсивность ионообразования в атмосфере

У земной поверхности интенсивность ионообразования под действием космических лучей наименьшая у экватора и составляет 1,5 I; с увеличением широты она возрастает до широты 40°, достигая 1,8 I, после чего при дальнейшем увеличении широты остается неизменной.

Интенсивность ионообразования у поверхности земли меняется в зависимости от места, времени года и суток и составляет I_0 =5–40I . В среднем, принимают I_0 =10I или 10^7 пар ионов/(м^3·с). При этом 20% этой величины обусловлено космическими лучами, 35 % - радиоактивностью почвы, а 45% - радиоактивностью воздуха (Мучник В.М., Фишман Б., 1982). Общее число пар ионов, образующихся в атмосфере под действием радиоактивных излучений, над океаном вдали от берегов можно принять близким к нулю. Над сушей у земной поверхности I_0 различно в разных местах. Естественно, что в районах с повышенной радиоактивностью (минеральные радиоактивные источники, месторождения радиоактивных элементов и т. п.) радиоактивность атмосферы, а в связи с этим и ее ионизация будет сильнее.

Отметим, что значимости рассмотренных ионизаторов меняются с высотой. Над сушей у земной поверхности ионизация на 80% обусловлена действием излучений радиоактивных веществ, содержащихся в атмосфере, и частично γ-излучений земной коры; в слое до 500 м ионизация на 75% определяется действием радиоактивных излучений; но роль последних весьма быстро уменьшается, и уже с высот более 5-6 км ионизация атмосферы почти полностью определяется действием только космических лучей; в целом же для слоя атмосферы 0-9 км они создают 95% всего числа образующихся ионов. С высотой интенсивность ионизации, обусловленная действием космических лучей, растет и достигает максимальных значений на высоте около 12-18 км. Значение этого максимума больше, а его положение несколько выше на больших магнитных широтах.

Над океанами вдали от берегов, где радиоактивность атмосферы мала, основным и практически единственным ионизатором являются космические лучи. То же имеется и на больших высотах вплоть до тех высот, на которые проникают ультрафиолетовые лучи Солнца (с длиной волны $\lambda<0.1$ мкм) и другие излучения (в частности, корпускулярные), обладающие энергией, достаточной для ионизации газов. Начиная с этих высот, в ионосфере основным ионизатором уже является солнечное излучение (подробнее во второй части).

1.2.5. Локальные источники ионов

Наряду с рассмотренными главнейшими ионизаторами атмосферы можно указать еще большое число процессов, приводящих к образованию в атмосфере ионов или заряженных частиц, но все они имеют второстепенное и притом ограниченное по времени и месту значение. К числу их, например, относятся грозовые разряды, тихие разряды с остриев, фотоэлектронная эмиссия с поверхности некоторых

минералов земной коры, термическая ионизация при процессах горения и вблизи действующих вулканов, баллоэлектрические явления, возникающие при дроблении твердых тел и распылении воды, и др. Некоторое значение в образовании заряженных частиц в воздухе имеют также про процессы трения, которые всегда наблюдаются, если частицы при своемдвижении в воздухе сталкиваются друг с другом или соприкасаются с некоторой (в частности, с земной) поверхностью. При соприкосновении частиц те из них, диэлектрическая постоянная которых больше, приобретают положительный заряд, а с меньшей диэлектрической постоянной - отрицательный. Величина приобретаемого заряда может быть весьма значительной. Таким образом образуются заряженные частички дыма, пыли, поднимаемой ветром с земной поверхности, песка во время песчаных бурь, ледяных и снежных частиц во в метелей. Но особенно важное значение имеют процессы образования зарядов на частицах облаков и осадков.

1.3. Исчезновение ионов. Условия ионного равновесия.

1.3.1 Ионизационное равновесие.

В любом объеме воздуха, если условия сохраняются неизменными, общее число ионов должно быть постоянным. (В противном случае будут меняться электрические параметры атмосферы). Это утверждение можно развить, если считать, что для ионов обоих знаков в отдельности и для каждого выделяемого размера иона существует равновесие, с одной стороны, между числом ионов, входящих в объем и числом образованных в объеме и, с другой стороны, между числом ионов, выходящих из объема, и числом исчезающих в объеме (*Чалмерс Дж. Л., 1974*).

Обычно при хорошей погоде перенос ионов в свободной атмосфере не приводит к изменению их концентрации. (Вблизи поверхности земли это условие может не выполняться).

В результате нормальных процессов ионизации создаются легкие ионы. Тяжелые ионы могут образовываться лишь в случае присоединения легких к частицам аэрозоля.

1.3.2. Исчезновение ионов.

Исчезновение ионов происходит под действием ряда процессов. Основным из этих процессов является *воссоединение,* или *рекомбинация,* ионов, сущность которого заключается в том, что ионы противоположного знака, содержащиеся в некотором объеме газа, при встречах друг с другом могут взаимно нейтрализоваться.

Легкие ионы могут исчезать, во-первых, при рекомбинации с легкими ионами противоположного знака, когда образуется нейтральная молекула, во-вторых при рекомбинации с тяжелым ионами противоположного знака, когда образуются нейтральные ядра и нейтральные молекулы, и, в-третьих, при соединении с ядром, когда образуется тяжелый ион. Если существуют многократно заряженные тяжелые ионы, то будет также происходить процесс соединения с тяжелым ионом, в результате чего возникает ион с большим зарядом.

Тяжелые ионы перестают существовать как таковые при соединении с легкими ионами противоположного знака или при рекомбинации с тяжелыми ионами противоположного знака. В обоих случаях образуются нейтральные частицы аэрозоля или ядра. Можно предположить, что число соединений за единицу временив данном объеме будет пропорционально числу присутствующих частиц двух рассматриваемых типов; фактор

пропорциональности определяет «коэффициент воссоединения» для рассматриваемого процесса.

1.3.3. Условие ионного равновесия.

При рассмотрении вопроса об ионном равновесии предполагают, что происходят следующие процессы:

1) образование легких ионов под воздействием радиоактивности, космических лучей или каких-либо других причин;

2) соединения легких ионов с незараженными ядрами с последующим образованием тяжелых ионов.

3) рекомбинация легких ионов;

4) рекомбинация легких ионов с тяжелыми ионами противоположного знака;

5) соединение тяжелых ионов с легкими ионами того же знака и результирующим образованием многократно заряженных ионов;

6) рекомбинация тяжелых ионов противоположного знака.

Рассмотрим процесс достижения ионного равновесия (*Тверской П.Н.*). В первом приближении предположим, что в атмосфере содержатся ионы только одной какой-либо подвижности, например, только легкие, концентрацию которых обозначим через n_+ и n_-.

Скорость образования легких ионов в единице объема в 1 сек, т.е. интенсивность ионообразования, обозначим q. Совершенно очевидно, что число ионов, воссоединяющихся в 1с в 1 м^{3}воздуха, будет равно $\alpha n_+ n_-$, где α - коэффициент пропорциональности, так называемый *коэффициент воссоединения* (рекомбинации). Для изменения числа ионов каждого знака во времени можно написать

$$\frac{dn_+}{dt} = \frac{dn_-}{dt} = q - \alpha n_+ n_- . \qquad (1.12)$$

Если допустить, что $n_+ = n_- = n$ (это достаточно близко соответствует действительности), то получим

$$\frac{dn}{dt} = q - \alpha n^2 . \qquad (1.13)$$

В условиях стационарности, когда $\frac{dn}{dt} = 0$, будем иметь

$$q = \alpha n^2. \qquad (1.14)$$

В сухом и совершенно чистом воздухе, по лабораторным исследованиям, при обычных условиях давления и температуры для легких ионов $\alpha = 1{,}6 \times 10^3$ м^3/с. Наблюдения в естественных условиях для чистой атмосферы обычно дают для α несколько большие значения (1,6-4,6x10^{3}м^3/с).

Теоретическое рассмотрение вопроса о воссоединении ионов показывает, что αзависит от рода газа, а также от давления и температуры.

Из соотношения (14) следует, что в условиях стационарности концентрация ионов равна $n = n_\infty = \sqrt{\frac{q}{\alpha}}$. Интегрируя (13),найдем число ионов n_t,которое соответствует концентрации ионов через промежуток времени t, после того как по достижении равновесия прекратится действие ионизатора (q= 0). Очевидно,

$$n_t = \frac{n_0}{1 + \alpha n_\infty t} \tag{1.15}$$

Можно так же найти число ионов, которое будет наблюдаться через время tпосле начала действия ионизатора

$$n_t = \sqrt{\frac{q}{\alpha}} \left[\frac{1 - e^{-2\sqrt{\alpha q t}}}{1 + e^{-2\sqrt{\alpha q t}}} \right] \tag{1.16}$$

Следует, отметить, что изложенные соотношения применительно к атмосферным условиям могут быть использованы (и то лишь приближенно) только в случаях особенно чистого воздуха, например над океанами и на значительных высотах.

Действительно в атмосфере всегда содержатся не только легкие ионы, но и ионы других подвижностей, в частности тяжелые, а также незаряженные ядра. Концентрация этих более крупных частиц значительно больше концентрации легких ионов. Следовательно, необходимо учитывать воссоединение всех ионов противоположного знака, характеризующихся различной подвижностью, например легких с тяжелыми и средними, тяжелых между собой и т. д. Кроме того, следует учитывать оседание (прилипание) ионов на нейтральных более крупных взвешенных в воздухе частицах, в результате которого ионы какой-либо подвижности (в основном легкие) прекращают свое существование, переходя в более тяжелые. Все эти процессы воссоединения легких ионов с тяжелыми и их оседания на незаряженных ядрах имеют преобладающее значение при рассмотрении вопроса об изменении числа легких ионов в нижних запыленных слоях тропосферы.

Наблюдения и расчеты показывают, что в зависимости от степени чистоты воздуха средняя продолжительность

жизни легких ионов в атмосфере изменяется примерно от 30с (для запыленного воздуха) до 1000с для чистого воздуха. Что касается продолжительности жизни тяжелых ионов, то она во много раз больше продолжительности жизни легких ионов и может достигать часа и более.

Рассматривая содержание ионов в атмосфере, следует всегда иметь в виду, что в некоторой точке их концентрация изменяется не только в результате рассмотренных нами процессов, но и вследствие их переноса под действием электрических сил, а также диффузии от мест с большей концентрацией и их механического переноса с движущимися массами воздуха. Все это определяет весьма большую изменчивость в их содержании и чрезвычайную трудность теоретического рассмотрения этого вопроса, поэтому большое значение имеют непосредственные измерения.

1.4. Концентрация ионов и проводимость атмосферы по данным наблюдений

Для измерения проводимости атмосферы и числа ионов в настоящее время чаще всего применяется цилиндрический конденсатор, через который просасывается исследуемый воздух. Если внутри такого конденсатора создать электрическое поле, например, сообщив внутреннему электроду некоторый заряд, при котором его потенциал будет V, то ион, вошедший в конденсатор на расстоянии r_0 от его оси, будет двигаться внутри последнего, подчиняясь действию как механической силы просасывания воздуха, так и действию электрической силы, направленной перпендикулярно к оси конденсатора, причем его траектория опишется параболой. В зависимости от объемной скорости M просасываемого воздуха, емкости конденсатора C и разности потенциалов между его обкладками Vв нем будут полностью уловлены все ионы, подвижность которых больше некоторого предельного значения

$$k_{пр} = \frac{M}{4\pi CV} \qquad (1.17)$$

и некоторая часть ионов с меньшей подвижностью.

Производя измерение ионизационного тока, создаваемого внутри конденсатора ионами, оседающими на одной из его обкладок, можно определить как проводимость воздуха, так и концентрацию ионов. Описание соответствующих методов дается в специальных руководствах, в частности в монографии И. М. Имянитова (*Имянитов И.М.,* 1970).

На основании многочисленных наблюдений, произведенных в различных пунктах, среднюю концентрацию легких ионов вблизи земной поверхности можно принять равной приблизительно (4-5)x10^8 пар ионов/м^3, причем число положительных ионов n_+в большинстве случаев несколько больше числа отрицательных n_-примерно в отношении $\frac{n_+}{n_-} = 1.10 - 1.20$. В соответствии с этим и проводимость атмосферы, определяемая в основном, как уже указано, легкими ионами составляет величину порядка 2,2·10^{-14}См·м$^{-1}$, причем отношение $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ также больше единицы. В табл.1.4 приведены некоторые сводные ориентировочные данные. В отдельных пунктах значения nи λ могут значительно отличаться от указанных в таблице средних; пределы возможных отклонений даны в табл.3 в скобках.

Таблица 1.4

Средняя проводимость и число легких ионов вблизи земной поверхности

Характер района	**Число легких ионов (n/м^3)**	**Проводимость λ (См·м$^{-1}$)**	**Суточные колебания**
Большие города	1.5×10^8 ($(3\text{-}100) \times 10^7$)	0.5×10^{-14}	Большие
Малые города	2.5×10^8 ($(5\text{-}100) \times 10^7$)	1×10^{-14}	Средние
Сельская местность	5×10^8 ($(1\text{-}10) \times 10^8$)	2×10^{-14}	Малые
Океаны	6×10^8 ($(3\text{-}10) \times 10^8$)	2.4×10^{-14}	Почти нет

Что касается концентрации тяжелых ионов N_+и N_-, то она изменяется в столь широких пределах, что указать какое-либо среднее ее значение представляется затруднительным. Можно сказать, что у земной поверхности над сушей концентрация тяжелых ионов значительно больше (в 10-100 раз), чем легких, и изменяется от места к месту в еще больших пределах - от немногих сотен до нескольких десятков тысяч; она также сильнее изменяется и во времени.

В большинстве мест отношение $\frac{N_+}{N_-}$ для тяжелых ионов так же, как и для легких, больше единицы и в среднем близко к 1,10. Между концентрацией легких, тяжелых ионов и нейтральных частиц и проводимостью имеет место тесная связь, выражающаяся в том, что при увеличении числа

взвешенных в атмосфере частиц число легких ионов убывает, а число тяжелых возрастает.

Вместе с тем можно считать, что из всех частиц *N*, содержащихся в атмосфере, в среднем примерно половина является заряженными и они образуют тяжелые ионы. Отношение количества незаряженных частиц к числу частиц какого-либо одного знака оказывается в среднем близким к 2, несколько увеличиваясь с повышением общего числа частиц, и уменьшаясь с понижением числа частиц.

Что касается средних ионов, то их концентрация весьма непостоянна. Наблюдения над распределением ионов по их подвижностям (спектра ионов) показывают чрезвычайное его непостоянство и большую зависимость от местных условий и состояния атмосферы.

Для легких ионов в большинстве пунктов наблюдений отмечается суточный ход с основным максимумом в поздние ночные и ранние утренние часы и с минимумом в предполуденные часы. Появление утреннего максимума концентрации легких ионов связано с наибольшей чистотой воздуха в эти часы. Такой суточный ход наблюдается над сушей, типичен для районов с низким содержанием аэрозольных частиц. Нередко при увеличении содержания аэрозоля в воздухе появляется вторичный максимум в послеполуденные часы и вторичный минимум в вечерние часы. На морях суточные изменения весьма невелики. Для тяжелых ионов суточный ход обратный. Годовой ход концентрации легких ионов оказывается достаточно сложным и весьма различным в разных местах. В ряде пунктов наибольшие значения наблюдаются в теплую половину года и наименьшие - зимой. Вообще же годовой ход выражен не особенно резко и в сильной мере определяется местными условиями и состоянием атмосферы.

Проводимость атмосферы $\lambda_{\pm} = n_{\pm} k_{\pm} e$ зависит не только от числа ионов, но также притом в значительно большей мере

от их подвижности. Поэтому периодические изменения проводимости атмосферы примерно сходны с изменением числа легких ионов, но не вполне идентичны им. В годовом ходе, который сильно зависит от местных условий, в большинстве пунктов средних широт проводимость атмосферы в теплую половину года больше, чем в холодную. Что касается суточного хода проводимости, то в большинстве мест средних широт северного полушария наблюдается суточный ход, характеризуемый максимумом в ранние утренние часы (который резче выражен лётом) и минимумом в вечерние часы. Этот суточный ход характерен для большинства мест. В некоторых районах отмечается вторичный максимум в послеполуденные часы. (Например, в Ташкенте, на о. Ява). Над океанами проводимость в течение суток изменяется весьма мало.

Утренний максимум является основной характерной чертой суточного хода проводимости, и его наличие можно объяснить тем , что в это время суток атмосфера наиболее чиста от всяких загрязнений, поэтому число легких ионов и их подвижность больше.

Проводимость, а также концентрация ионов и их подвижность в значительной мере зависят от условий погоды. При изменении погоды они испытывают резкие и нерегулярные колебания. Особенно тесна связь ионизационного состояния атмосферы со степенью запыленности воздуха; она в основном определяет связи и с другими метеорологическими элементами. Низкие значения проводимости и концентрации легких ионов и большие значения концентрации тяжелых ионов наблюдаются во время мглы и туманов. По той же причине наблюдается тесная связь с дальностью видимости, с уменьшением которой уменьшается концентрация легких ионов и проводимость и в то же время увеличивается число тяжелых ионов.

Все эти связи часто легко установить в каждом отдельном случае, анализируя интенсивность

ионообразования с факторами, определяющими пропадание легких ионов. Этими же факторами определяется и характер изменения ионизационного состояния атмосферы с высотой.

Уже первые наблюдения, выполненные на высоких горах, с аэростатов и самолетов показали, что в тропосфере проводимость изменяется с высотой. Основные факторы, определяющие проводимость – это интенсивность ионизации и подвижность ионов. Интенсивность ионизации меняется следующим образом. Вначале, до высоты около 3 км, она убывает из-за уменьшения влияния радиоактивности почвы и воздуха с высотой; выше интенсивность ионизации начинает возрастать с ростом эффективности действия космических лучей при увеличении высоты. Кроме того, в нижних слоях в связи с наличием здесь слоев пыли и облаков подвижность ионов сильно уменьшается с высотой. В результате этих причин до высоты около 3 км проводимость атмосферного воздуха падает, выше - начинает неуклонно расти.

Число ионов каждого знака на некоторой высоте *n(h)* можно рассчитать по формуле

$$n(h) = \sqrt{\frac{q(h)}{\alpha(h)}} \tag{1.18}$$

где $q(h) = q_0(0)\frac{p}{p_0}\frac{T_0}{T}$ - интенсивность ионообразования, которая должна быть известна, а *α(h)* коэффициент воссоединения.

Величина подвижности ионов на данной высоте *k(h)* также определится по формуле (1.3).

Анализ показывает, что результаты теоретических расчетов достаточно хорошо соответствуют данным непосредственных измерений.

Задачи и контрольные вопросы.

1. Перечислить основные процессы, ведущие к ионизации атмосферного воздуха. Какие процессы определяют условие ионного равновесия?

2. Концентрация легких ионов над океаном равна $6 \cdot 10^8$ пар ионов в 1 $м^3$. Вычислить интенсивность ионизации, при которой устанавливается ионизационное равновесие в чистом воздухе. Сколько пар ионов воссоединяется в 1 $м^3$ в каждую секунду? Если концентрация ионов будет больше (меньше) $4 \cdot 10^8$ $м^{-3}$, то большее или меньшее число пар ионов должно создаваться ионизаторами для поддержания ионного равновесия? Как уменьшается скорость рекомбинации легких ионов при возрастании (уменьшении) концентрации легких ионов. Построить график зависимости равновесной концентрации ионов от интенсивности ионизации в идеально чистом воздухе при постоянной скорости рекомбинации.

3. Определить время жизни легкого иона в запыленном воздухе городского здания, когда постоянная рассеяния легких ионов β равна предельному значению $3 \cdot 10^{-8}$ $м^3/с$. Построить график зависимости времени жизни легкого иона от степени загрязнения воздуха, если изменяется в пределах $(1\text{-}30) \cdot 10^{-9}$ $м^3/с$.

4. Дать определение ионной проводимости воздуха и перечислить обуславливающие ее факторы.

5. Над океаном в 1 $м^3$ воздуха содержится $6{,}5 \cdot 10^8$ положительных и $5 \cdot 10^8$ отрицательных легких ионов. Их средние подвижности равны соответственно $1{,}3 \cdot 10^{-4}$ и $1{,}5 \cdot 10^{-4}$ $м^2/(В \cdot с)$. Определить полярные проводимости, общую проводимость воздуха и удельное сопротивление воздуха над океаном. Почему над океаном больше положительных ионов, чем отрицательных?

6. Вычислить общую проводимость воздуха над сушей, а также проводимости, создаваемые движением легких и тяжелых ионов в отдельности и их доли (%) от общей проводимости. Концентрации ионов над сушей: $n_+=7\cdot10^8$ м$^{-3}$ и $n_-=5\cdot10^8$ м$^{-3}$; $N_\pm=8\cdot10^9$ м$^{-3}$; подвижности ионов: $k_+=1{,}35\cdot10^{-4}$ м^2 /(В·с), $k_-=1{,}83\cdot10^{-4}$ м^2 /(В·с); $K_\pm=1{,}83\cdot10^{-8}$ м^2 /(В·с).

ГЛАВА 2

Электрическое поле в атмосфере.

2.1. Основные соотношения.

В атмосфере всегда существует электрическое поле как результат совокупного действия заряда, находящегося на земной поверхности, и объемных зарядов, содержащихся в атмосфере. Так как поверхность земли является проводником, силовые линии должны быть перпендикулярны к ней. Следовательно, там, где поверхность земли горизонтальна, силовые линии вертикальны и соответственно эквипотенциальные поверхности должны быть горизонтальными, а напряженность поля – вертикальной. В тех случаях, когда поверхность земли не горизонтальна, следует соответственным образом модифицировать выводы. В общем случае напряженность электрического поля в различных точках в атмосфере может иметь различное направление и изменяться в очень широких пределах. Почти всегда вертикальная составляющая напряженности электрического поля E_z значительно превосходит горизонтальные составляющие $E_{x,y}$ и обычно направлена вниз к земной поверхности, т.е. так, как если бы земля была заряжена отрицательно. Такую напряженность электрического поля принято называть положительной (*Тверской П.Н.*, 1964, *Чалмерс Дж. Л.*, 1974).

Электрическое поле атмосферы, как всякое электростатическое поле, можно в любой точке охарактеризовать значением потенциала V. Определив значение V в некоторой точке с координатами x, y, z для составляющих напряженности поля по координатным осям имеем

$$E_x = -\frac{\partial V}{\partial x}, E_y = -\frac{\partial V}{\partial y}, E_z = -\frac{\partial V}{\partial z} \qquad (2.1)$$

и полная напряженность поля будет

$$E = \sqrt{E_x^2 + E_y^2 + E_z^2}. \qquad (2.2)$$

Проводя через точки с одинаковым значением потенциала непрерывные поверхности, получим уровенные, или эквипотенциальные, поверхности. Эти поверхности в силу известных свойств потенциала не могут ни пересекаться друг с другом, ни касаться. Беря в любой точке эквипотенциальной поверхности производную от потенциала по нормали к ней *n*, получим для этой точки полную напряженность поля

$$E = -\frac{dV}{dn} = -gradV. \qquad (2.3)$$

Отсюда следует, что в тех местах, где эквипотенциальные поверхности сближаются, напряженность поля будет по абсолютной величине больше, и обратно. Эквипотенциальные поверхности примерно следуют за рельефом земной поверхности, сближаясь над всеми возвышенностями и раздвигаясь над углублениями. Схематически эквипотенциальные поверхности изображены на рисунке 2.1 (*Тверской П.Н.*, 1964). С высотой их ход постепенно выравнивается.

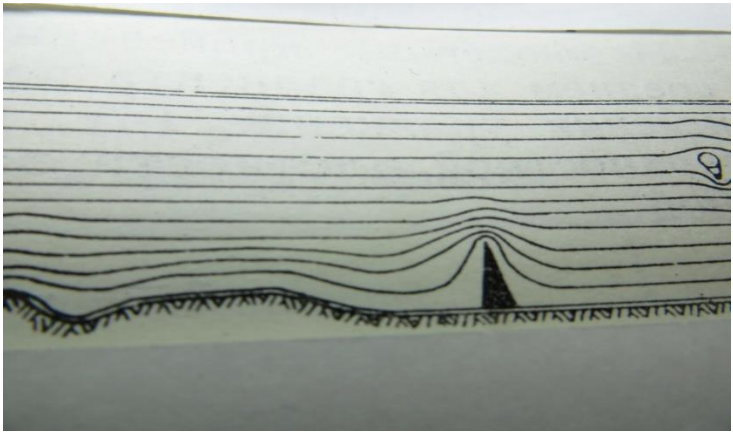


Рисунок 2.1. Ход эквипотенциальных поверхностей электрического поля атмосферы (*Тверской П.Н.*, 1964).

Непосредственно у земной поверхности, являющейся проводником, для напряженности поля имеем соотношение (*Тверской П.Н.*, 1964)

$$E_0 = -\frac{dV}{dh} = \frac{\sigma}{\varepsilon_0 \varepsilon}, \qquad (2.4)$$

где σ - плотность поверхностного заряда в данной точке.

При наличии в атмосфере объемных зарядов в каждой точке атмосферы должно быть выполнено также уравнение Пуассона:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = -\frac{1}{\varepsilon_0 \varepsilon}\rho \ , \qquad (2.5)$$

где ρ – плотность объемного заряда.

Из формулы (2.3) видно, что напряженность поля в любой точке по модулю равна изменению потенциала, рассчитанному на единицу расстояния в направлении нормали к эквипотенциальной поверхности, проведенной в сторону убывающего потенциала (градиенту потенциала). При этом напряженность электрического поля имеет обратный знак градиенту потенциала. На практике напряженность поля*E*и численно равный ей, но обратный по знаку градиент потенциала $\left(-\frac{\partial V}{\partial n}\right)$, измеряется в Вольтах на метр (В/м).

Обычно применительно к атмосфере указанные соотношения используются лишь с некоторым приближением. Действительно, хотя атмосфера является средой неоднородной в электрическом отношении, однако в большинстве случаев неоднородность ее в горизонтальном направлении намного меньше, чем в вертикальном. Это дает возможность в первом приближении пренебречь учетом горизонтальных неоднородностей и рассматривать поле над обширной плоской равниной как однородное. Для описания поля в атмосфере можно упростить уравнения (2.3) и (2.5), заменяя нормаль и координату *z* через высоту *h* и полагая $\frac{d^2V}{dx^2} = \frac{d^2V}{dy^2} = 0$. Тогда (*Чалмерс Дж.Л.*):

$$\frac{d^2V}{dh^2} = -\frac{dE}{dh} = -\frac{1}{\varepsilon_0 \varepsilon}\rho. \qquad (2.6)$$

Наблюдения, проведенные у земной поверхности, дают в среднем для градиента потенциала значение порядка 130 В/м. Применяя уравнение (2.4), можно вычислить среднее значение поверхностной плотности объемного заряда Земли σ, которая равна примерно $-1.15 \cdot 10^{-9}$ Кл/м^2. Так как поверхность

Земли равна $4\pi R^2$, где R– радиус Земли, то заряд Земли равен $Q = 4\pi R^2 \sigma = -5,7 \times 10^5$ Кл.

Напряженность электрического поля атмосферы может быть рассчитана по измеренному значению плотности вертикального тока проводимости i атмосферы и значению проводимости λ:

$$E = \frac{i}{\lambda}. \qquad (2.7)$$

Плотность тока проводимости атмосферы не меняется с высотой (*Тверской П.Н.*). Следовательно, напряженность электрического поля зависит, во-первых, от проводимости атмосферы, во-вторых, - от объемных зарядов в атмосфере, локализованных в исследуемой области. Поэтому изменения напряженности поля соответствуют изменениям проводимости, но на это накладывается влияние неоднородностей объемных зарядов атмосферы.

На рисунке 2.2 представлена схема формирования электрического поля атмосферы Земли и электрических токов в биосфере и показано, какие космические и земные факторы оказывают определяющее влияние на эти процессы.

Рисунок 2.2. Схема формирования электрического поля атмосферы Земли и электрических токов в атмосфере.

2.2. Напряженность электрического поля по данным наблюдений

Для измерения напряженности электрического поля применяются многочисленные и разнообразные методы, из которых основными являются метод коллекторов и метод пластины (*Тверской П.Н., 1964, Имянитов И.М., Чубарина Е. В.,* 1965). В первом из них с помощью так называемых коллекторов измеряется значение потенциала в двух точках (V_1 и V_2) , расположенных на разных высотах (h_1 и h_2), и затем определяется градиент потенциала ($E=\frac{V_2 - V_1}{h_2 - h_1}$). Во втором методе измеряется плотность поверхностного заряда σ, а по ее значению непосредственно определяется напряженность поля $E = \frac{1}{\varepsilon_0 \varepsilon}\sigma$. Наблюдения, произведенные часто в условиях поля, деформированного рельефом, обычно приводят к значениям, соответствующим условиям на равнине, для этого наблюденные значения умножают на так называемый *редукционный множитель*.

Многочисленные наблюдения над напряженностью электрического поля вблизи земной поверхности показывают ее большую изменчивость в зависимости от различного рода метеорологических явлений, в особенности от осадков, облачности, гроз и т. п., при которых градиент потенциала может колебаться в пределах нескольких десятков В/м и нередко изменяет свое направление (знак). Эти неправильные колебания можно рассматривать как нарушения некоторого «нормального» поля. В Атмосферном электричестве вводится понятие «хорошей погоды. Под «хорошей погодой» принято понимать такие условия в атмосфере, при которых отсутствуют осадки, туманы, грозы, нижняя облачность и скорость ветра составляет не более 3м/с. Критически отбирая данные наблюдений, произведенных в различных регионах в

такие дни, можно получить характеристики указанного нормального поля «хорошей погоды» и выявить его закономерности.

Наблюдения показывают (*Тверской П.Н.*, 1964, *Чалмерс Дж. Л.*, 1974), что напряженность электрического поля как над сушей, так и над океаном обычно оказывается положительной, т. е. атмосфера заряжена положительно по отношению к земной поверхности, и, как уже указано выше, среднее его значение можно принять равным 130 В/м. В отдельных пунктах средние значения могут заметно отличаться от приведенного числа (таблица 2.1).

Таблица 2.1

Значения напряженности электрического поля атмосферы у земной поверхности в разных пунктах

Пункт наблюдений	***E*, В/м**	**Пункт наблюдений**	***E*, В/м**
Павловск (С.Пб)	171	Южно-Сахалинск	147
Потсдам	203	Ташкент	128
Кью (Лондон)	363	Самоа	115
Упсала (Швеция)	70	О.Ява	86
Шпицберген	78	Антарктида(Мирный), по данным МГГ	140
Екатеринбург	161		
Иркутск	192	Океаны, по данным МГГ	134

В средних выводах напряженность электрического поля несколько больше в умеренных широтах и убывает как к экватору, так и к полюсам.

С поднятием вверх потенциал в атмосфере возрастает, но при этом градиент потенциала, т.е. напряженность электрического поля, очень быстро убывает. Это убывание

*E*объясняется наличием в атмосфере объемных электрических зарядов. Исходя из формулы (2.6), можно, зная распределение градиента по высоте, определить и распределение плотности объемных зарядов ρ. В соответствии с исследованиями (*Морозов В.Н., 1991*) вертикальный профиль напряженности электрического поля представлен следующим образом:

Для океанических регионов:

$$E_z = E_0 \exp(-\alpha z),$$

для континентальных регионов:

при $z<h$ $E_z = E_0 \exp(-\alpha_1 z)$,

при $z \geq h$ $E_z = E_h \exp(-\alpha_2 z)$, (2.8)

где: E_z— напряженность поля на высоте z,
α, α_1, α_2—скорость убывания поля:дляокеанических регионовαизменяется в диапазоне 0,25—0,4 км$^{-1}$, для континентальных районов h = 1,5—3км, α_1=1,0 км$^{-1}$, α_2 = 0,4–0,5 км$^{-1}$.

Расчеты показывают, что в столбе атмосферы до высоты 9 км содержатся объемные заряды, на 95% компенсирующие заряд Земли.

Объемные заряды образуются в атмосфере в результате самых разнообразных и многочисленных процессов, например в результате неодинакового перемещения под действием электрического поля ионов различных знаков. Они могут возникать при процессах электризации различного рода: трении, распылении воды и т. д., когда атмосфера наделяется заряженными частицами преимущественно одного какого-либо знака, которые от места своего образования затем разносятся на значительные расстояния (пыль, дым, обломки

ледяных кристаллов и т. п.). Измерения объемных зарядов, производимые различными специальными методами, обнаруживают их большую изменчивость в зависимости от места и времени; особенно больших значений они достигают во время гроз и осадков.

Особенно резко напряженность электрического поля уменьшается с высотой в непосредственной близости к земной поверхности. Высота этого слоя (порядка 50 - 100 м) зависит от величины напряженности поля в атмосфере, степени ионизации и турбулентности. В этом слое происходит обогащение этого слоя атмосферы ионами знака, противоположного знаку заряда Земли, т. е. обычно положительными; имеет место известное явление *электродного эффекта,* благодаря которому у земной поверхности величина униполярности ионов $\frac{n_+}{n_-}$ и проводимости $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ больше единицы.

В действительности изменение *E* с высотой оказывается сложным. В первом приближении *E* убывает с высотой. Но его плавный ход часто нарушается влиянием объемных зарядов, главным образом облаков, наличием слоев с пониженной проводимостью и т. д., в результате чего иногда имеет место даже возрастание поля с высотой, что мы рассмотрим далее.

2.3. Годовой и суточный ход напряженности электрического поля.

Напряженность электрического поля обнаруживает правильные годовые и суточные колебания (*Тверской П.Н., Чалмерс Дж. Л., Шварц*).

Годовой ход напряженности электрического поля в средних широтах северного полушария простой – с одним максимумом в зимние месяцы (декабрь-февраль) и минимумом летом (июнь-август), причем амплитуда годовых колебаний *E* уменьшается от средних широт к более южным и к полярным областям. Типичным является годовой ход, наблюдаемый, например в С.-Петербурге. В тропических областях (например на о. Ява) чаще наблюдается двойной годовой ход: с двумя максимумами и с двумя минимумами.

В южном полушарии в среднем наименьшие и наибольшие значения*E* , правда, при меньшей амплитуде, наблюдаются в те же месяцы, что и в северном полушарии, т. е. изменения напряженности электрического поля в течение года происходят одинаково для всей Земли.

Суточный ход напряженности поля представляет особенно большой интерес. Различают два основных типа.

1. Над океанами, почти неизменный в течение года, суточный ход *E* имеет характер простой волны с максимумом около 18 часов и минимумом в 4 часа по гринвичскому времени, причем крайние значения наступают одновременно на всех океанах. Эти изменения, протекающие по некоторому универсальному времени, получили название *унитарной вариации* (см. рисунок 2.3).

Такой же по форме суточный ход наблюдается в полярных областях и всюду на некоторой высоте над уровнем земной поверхности; нередко он наблюдается в высоких широтах в зимние месяцы и у земной поверхности, покрытой снегом.

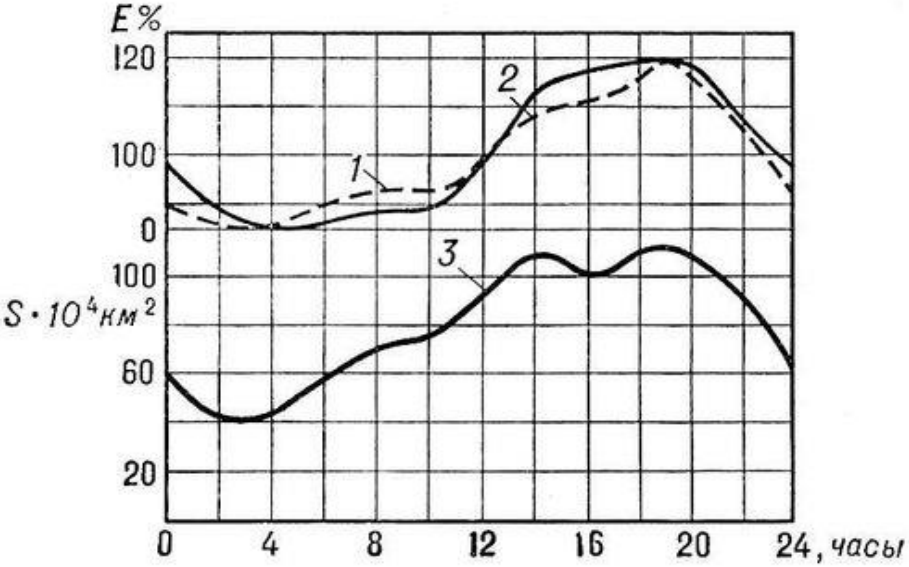


Рисунок 2.3. Суточный ход унитарной вариации напряженности *E* электрического поля атмосферы : 1 – над океанами, 2 – в полярных областях; 3 – изменение площади *S*, занятой грозами (*Чалмерс Дж. Л.*)

2. Над сушей вблизи земной поверхности суточный ход более сложен (*Чалмерс Дж. Л.*). В большинстве мест он имеет характер двойной волны с двумя максимумами и двумя минимумами, при этом вторичные максимум и минимум наступают по местному времени. Главный минимум наблюдается в ранние утренние часы (3-5 час), вторичный - после полудня, главный максимум в вечерние часы (18-22 часа), вторичный - перед полуднем. Время наступления суточных крайних значений смещается в различные месяцы, и вообще вид кривой суточного хода в течение года сильно изменяется. В летнее время особенно глубоким оказывается послеполуденный минимум.

Анализ вопроса об особенностях суточного хода показал, что появление вторичных максимума и минимума над сушей обусловлено влиянием приземного слоя, приводящим к возрастанию либо уменьшению объемных зарядов и изменениям проводимости. В результате, суточный ход напряженности поля над сушей (в приземном слое) можно рассматривать как результат наложения на основной простой ход, в достаточно чистом виде наблюдаемый над океанами и вызываемый общими для всего земного шара причинами, тех колебаний поля, которые следует назвать местными.

В зависимости от того, какие из указанных причин оказываются в данном месте в некоторый момент времени определяющими, изменяется и характер суточного хода напряженности электрического поля.

2.4 Изменение с высотой электрических параметров тропосферы

Очевидно, представляют интерес оценка изменения с высотой электрических характеристик атмосферы и формирование объемного заряда тропосферы. С этой целью были проведены расчеты электрических параметров тропосферы в условиях «хорошей погоды». Для этого были использованы полученные ранее уравнения и сделаны некоторые допущения (*Кашлева Л.В., Баранова М.Е., Михайловский Ю.П.,* 2018):

1. Вертикальный профиль напряженности электрического поля описывают уравнения (2.8).

2. Плотность электрического тока проводимости атмосферы, i_z, не меняется с высотой ($i_z = const$) и равна

плотности электрического тока проводимости атмосферы у поверхности Земли на высоте 1м (*Тверской, 1964*):

$$i_0 = \lambda_0 \cdot E_0 \ , \qquad (2.9)$$

3. Проводимость атмосферного воздуха, λ, равна сумме полярных проводимостей, λ_+ и λ_-:

$$\lambda = \lambda_+ + \lambda_- \ , \qquad (2.10)$$

значения проводимости атмосферы в любом слое тропосферы могут быть рассчитана по формуле

$$\lambda_z = \frac{i}{E_z} \qquad (2.11)$$

4. Плотность объемного заряда атмосферного воздуха (ρ_e), при условии, когда эквипотенциальные поверхности параллельны горизонтальным поверхностям, определяется выражением:

$$\rho_e = -\varepsilon\varepsilon_0 \frac{dE}{dz}, \qquad (2.12)$$

где: ε_0— электрическая постоянная, равная $8{,}85 \cdot 10^{-12}$ Кл/(В·м), ε — диэлектрическая проницаемость воздуха.

5. Плотность объемного заряда атмосферного воздуха ρ_e равна алгебраической сумме плотностей объемного заряда положительных и отрицательных ионов.

6. Средняя подвижность для отрицательных и положительных ионов *k*определяется при использовании данных зондирования атмосферы (*ТверскойН.П.*), по формуле:

$$k(T,P) = k(T_0, P_0)\frac{P_0}{P}\frac{T}{T_0}, \qquad (2.13)$$

где: T_0,P_0— температура (°К) и давление (Па) на уровне z_0;T, P— температура и давление на уровне z_i.

Как отмечалось выше, в соответствии с лабораторным исследованиям подвижность положительных легких ионов в чистом воздухе у земли равна $k_{+.0}$=1,37 с·10^{-4} м^2/(В·с), подвижность отрицательных легких ионов $k_{-,0}$=1,89 ·10^{-4} м^2/(В·с). Разумно предположить, что отношение (k_- / k_+) зависит от плотности воздуха.

Для уровня z= 0 значение средней подвижности ионов

$$k_0 = (k_{+.0} + k_{-.0})/2.$$

7. Концентрации положительных (n_+) и отрицательных (n_-) ионов, рассчитывается при использовании значения плотности объемного заряда атмосферного воздуха и формул для полярных проводимостей:

$$\lambda_+ = n_+ k_+ e \quad \text{и} \quad \lambda_- = n_- k_- e \qquad (2.14)$$

8. Плотность поверхностного заряда земной поверхности, $\sigma_З$, определяется по формуле:

$$\sigma_з = \varepsilon\varepsilon_0 \cdot E_0 \qquad (2.15)$$

где: E_0 — напряженность электрического поля атмосферы у поверхности земли.

Проведенные расчеты позволили получить профили основные атмосферно-электрических параметров. Результаты представлены на рисунках 2.4–2.6. Они согласуются с имеющимися данными, представленные в литературе (*Анисимов, Мареев, 2008; Морозов, 1991*).

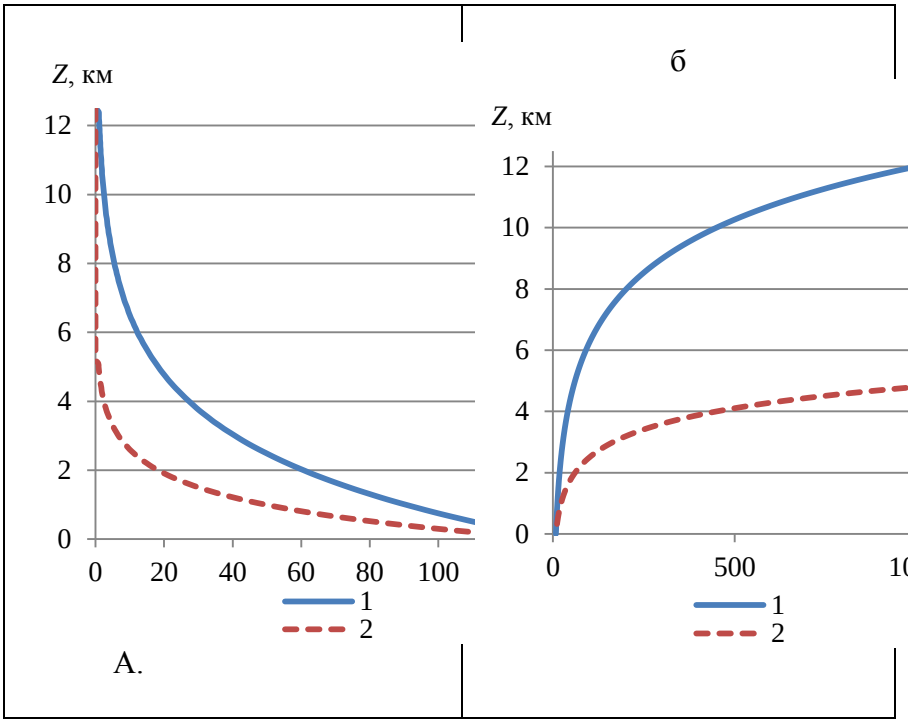


Рис.2.4. Вертикальные профили напряженности электрического поля атмосферы E_z (а) и проводимости атмосферы λ_z (б) над океаном и над сушей в 18 часов. (1 — океан, 2 — суша)

Как следует из анализа, в тропосфере существует объемный заряд атмосферы, более чем на 95% компенсирующий заряд земной поверхности. Причина появления заряда атмосферы — низкая проводимость воздуха в нижней тропосфере и резкий рост проводимости воздуха с высотой.

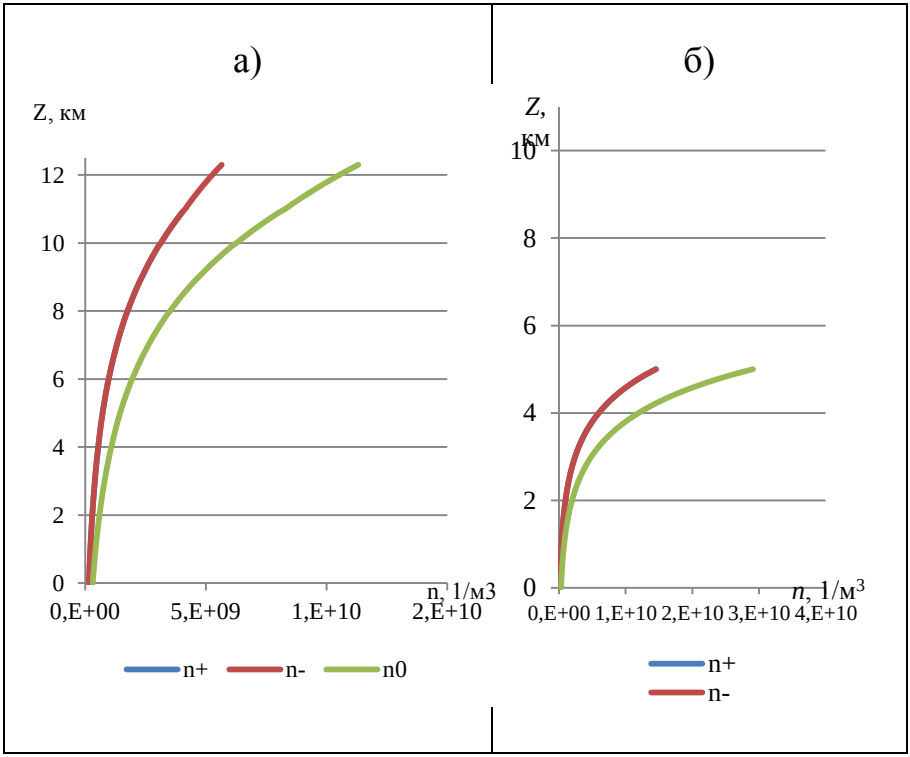


Рис.2.5. Вертикальные профили концентрации ионов n(положительных n_+, отрицательных n_-и суммарная концентрация n_0 ионов): а) – над океаном, б) – над сушей.

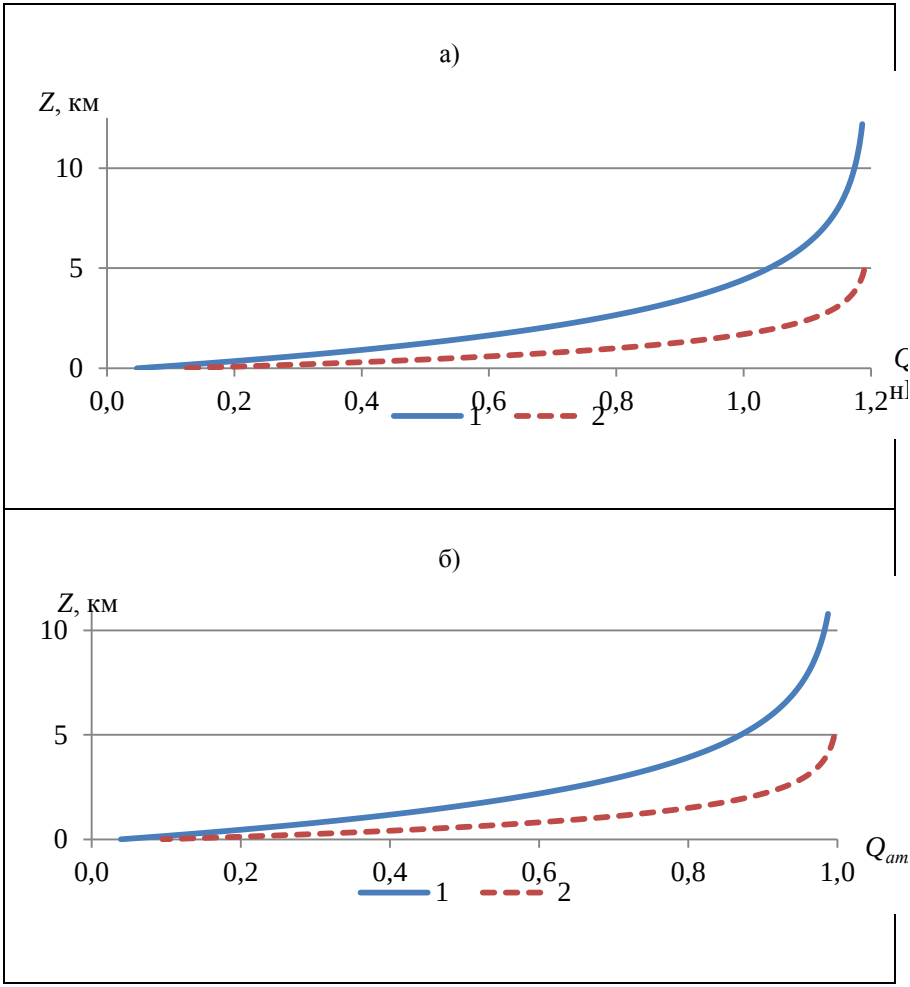


Рис.2.6. Изменение с высотой: а) – заряда $Q_{атм,z}$, накопленного в вертикальном столбе единичного сечения в слое атмосферы, от земной поверхности до уровня z; б) – отношения заряда, накопленного в атмосфере,$Q_{атм,z}$, к плотности поверхностного заряда земли, ($\sigma_З$), (1 — океан, 2 — суша).

При этом в загрязненных регионах уровень, на котором скомпенсировано более 95% заряда земной поверхности, расположен ниже 5 км, в чистых регионах (над акваториями и в Арктике) — около 10 км. Вероятно, этот вывод соответствует регионам, удаленным от береговой зоны.

В прибрежных районах из-за горизонтального перемешивания толщина слоя «компенсации» заряда земной поверхности будет зависеть от интенсивности перемешивания. В верхней тропосфере проводимость атмосферного воздуха возрастает в десятки раз по сравнению проводимостью у земной поверхности.

2.5. Связь между напряженностью электрического поля и другими атмосферно-электрическими и метеорологическими элементами

Описанный характер изменений напряженности электрического поля достаточно отчетливо выявляется при наблюдениях в условиях «хорошей погоды». Его можно выявить также в средних выводах, обрабатывая наблюдения за длинный промежуток времени (несколько лет). Обычно же электрическое поле испытывает неправильные и нередко большие колебания, обусловленные влиянием объемных зарядов и изменением проводимости. Поэтому между напряженностью поля и другими атмосферно-электрическими и метеорологическими характеристиками атмосферы существует очень тесная связь.

Это видно уже из того, что средние значения E в различных воздушных массах оказываются заметно отличными. В таблице 2.2 приведено значения E из работы Кенигсфельда (*Чалмерс Дж.Л.*).

Таблица 2.2

Напряженность электрического поля у земли в различных воздушных массах

Воздух	*E, В/м*
Арктический	282
Полярный континентальный	201
Континентальный	159
Полярный морской	117
Морской	79

Особенно тесна связь между E и проводимостью λ, которая выражается в том, что эти величины изменяются в обратных направлениях не только в суточном и годовом ходе, но часто в каждый отдельно взятый момент.

При такой тесной связи между напряженностью поля и проводимостью все метеорологические условия, оказывающие влияние на проводимость, иногда даже более отчетливо влияют и на напряженность электрического поля. Особенно сильно сказывается степень запыленности воздуха, при которой снижается проводимость и резко увеличивается напряженность. Также тесна, естественно, и связь напряженности поля с числом незаряженных ядер, при увеличении числа которых она сильно увеличивается. Вполне понятна ее связь с дальностью видимости, при улучшении которой E сильно уменьшается.

Были отмечены очень высокие значения градиента потенциала при антициклонах с полярным воздухом. Это можно объяснить тем, что в полярных массах воздуха низкая проводимость и они содержат в себе положительный пространственный заряд. Поэтому можно предположить, что измерения градиента потенциала могут быть полезным дополнением к другим метеорологическим измерениям.

Что касается связи с отдельными метеорологическими элементами, то так же, как и в отношении проводимости, можно сказать, что она является не прямой, а лишь косвенной и обусловлена тем, насколько те или иные метеорологические условия способствуют изменению объемных зарядов и их распределению в атмосфере, а также изменению проводимости.

Особый интерес представляет связь между градиентом потенциала и упругостью водяного пара; с увеличением последней возрастает и *E*. Эта связь проявляется и в общности характера суточного хода этих величин.

В ряде случаев устанавливается связь между напряженностью поля и ветром. При достаточно большой скорости ветра с земной поверхности отрываются заряженные частички пыли, и образующиеся объемные заряды оказывают влияние на поле. Иногда ветром приносятся объемные заряды со стороны, от мест их образования (большой город, фабрично-заводские районы и т. п.). Напряженность поля сильно изменяется и претерпевает нерегулярные колебания в туманах, при наличии облаков и, в особенности, при выпадении осадков и при грозах. Так как в туманах и облаках проводимость значительно меньше, то при небольшой их вертикальной мощности, напряженность поля в них соответственно увеличивается. Вместе с тем может сказаться и о влиянии объемных зарядов, образующихся в них при определенных условиях.

Можно считать, что облака высоких ярусов почти не оказывают заметного влияния на напряженность поля у земной поверхности. Влияние низких облаков может быть значительным, особенно в случаях, когда в них образуются крупные частицы и выпадают осадки. Так как образующиеся объемные заряды имеют и положительный и отрицательный знак, а по величине могут быть значительными, то и поле может изменяться в очень широких пределах, изменяя иногда и свое направление на обратное. Совершенно очевидно, что

облака и объемные заряды в атмосфере искажают указанное выше распределение поля с высотой и притом самым незакономерным образом.

Указанное влияние чисто местных условий приводит к тому, что напряженность поля и его суточный ход у земной поверхности нередко оказываются несколько различными даже в двух близко расположенных пунктах.

Задачи и контрольные вопросы.

1. Приведите основные формулы для атмосферного электричества при хорошей погоде.

2. По данным измерений на северо-западе ЕТР в безоблачную погоду были получены следующие средние значения градиента потенциала электрического поля атмосферы на разных высотах над поверхностью Земли:

z, км	0	3	6	9
dV/dz , В/м	130	20	10	5

Вычислить среднюю плотность объемного положительного заряда воздуха и преобладание положительных ионов над отрицательными в единице объема в слоях: 0-3, 3-6, 6-9 км. Как изменяется с высотой плотность объемных зарядов?

Вычислить : 1) свободный объемный положительный заряд единичного столба атмосферы сечением 1 м^2 высотой 9 км; 2) на сколько общее число положительных ионов больше числа отрицательных ионов в указанном единичном столбе воздуха; 3) общий положительный заряд тропосферы высотой 9 км (сравнить его с зарядом Земли).

3. Унитарная вариация градиента потенциала электрического поля атмосферы наиболее отчетливо проявляется над всеми океанами. Максимум наблюдается в 17-18 час, а минимум в 3-4 часа по гринвичскому времени. Средние годовые значения максимума и минимума равны соответственно 165 и 115 В/м. Вычислить средние поверхностные плотности заряда на поверхности океана в моменты наступления максимума и минимума градиента потенциала. Определить плотность и силу тока, который должен течь к поверхности Мирового океана, чтобы обеспечить изменение плотности поверхностного заряда океана, наблюдающееся в моменты максимума и минимума градиента потенциала. Площадь мирового океана принять равной $3,61 \cdot 10^8$ км^2.

4. Самолетные измерения показали, что в безоблачную погоду напряженность электрического поля по мере поднятия над земной поверхностью уменьшается по экспоненциальному закону:

$$E_z = E_0 e^{-\alpha z}$$

где E_z и E_0 – напряженность поля на высоте z и у поверхности Земли; α – показатель экспоненты. Значение показателя экспоненты α оказалось равным в С.-Петербурге 0,9 км$^{-1}$, в Киеве 0,6 км$^{-1}$ и в Ташкенте 0,5 км$^{-1}$. Вычислить напряженность поля в этих городах на высоте 5 км, если средние градиенты потенциала у поверхности Земли в С.Петербурге – 180 В/м, в Киеве – 160 В/м и в Ташкенте – 130 В/м.

Глава 3

Электричество облаков

3.1. Общее описание.

В понятие «электрические характеристики облака» входит плотность объемного заряда, градиент потенциала (напряженность) электрического поля, электропроводность в облаке и его окрестностях, спектральная плотность электрических зарядов на частицах облака и осадков, спектральная плотность ионов в облачном воздухе, плотность электрического тока, текущего в облаке и вблизи него. Одни из этих характеристик являются основными, другие производными. Так, по распределению величин градиента потенциала электрического поля в облаке можно установить, как распределяется плотность объемного заряда (градиента потенциала электрического поля является более легко измеримой величиной, чем плотность объемного заряда). По распределению величин градиента потенциала, электропроводности воздуха и поля скоростей движения воздуха может быть вычислено распределение плотности полного электрического тока в атмосфере.

Подавляющее большинство данных о величине вертикальной составляющей градиента потенциала$\boldsymbol{E}$ электрического поля в облаках было получено во время вертикальных зондирований атмосферы во время исследовательских полетов самолета. При обобщение этих данных было установлено, что совокупность абсолютных значений $|E|$ может быть удовлетворительно аппроксимирована логарифмически нормальным распределением.

Очевидно, что результаты существенно различаются для разных форм облаков (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Напряженность электрического поля в различных облаках

Форма облаков												
	Средние толщины, м			**$\|E\|_{ср.арифм}$, В/м**			**$\|E\|_{макс}$,x10^3,В/м**		
	С.-Пб	**Киев**	**Ташкент**	**С.-Пб**	**Киев**	**Ташкент**	**С.-Пб**	**Киев**	**Ташкент**
St	450	450	400	160	160	160	2	1,	1
Sc	500	400	450	130	160	160	2	2,5	7,5
Ac	500	500	600	100	180	250	2,5	1,5	4,6
As	1300	1000	1300	200	320	460	8	7,5	60
Ns	2700	2200	2200	300	450	700	16	7,5	135
Cb							2000		

Значения $|E|_{макс}$ представляют собой рассчитанное значение |E|, встречаемое с вероятностью меньше 0,1%.

Как следует из таблицы, средние значения |E| в облаках в указанных районах измерений относительно близки друг к другу, но экстремальные |E| различаются значительно.

Особенно велики экстремальные значения в облаках, дающих осадки. Величины $|E|_{макс}$ в As, Ns южных районов приближаются к 10^3 В/м.

Отметим некоторые общие закономерности в поведении электрических характеристик облаков рассматриваемых видов. Электрическая активность облаков, характеризуемая средней величиной абсолютных значений напряженности электрического поля в них, растет от одного вида облака к другому примерно в следующей последовательности: St, Sc, Ac, As, Ns, Cb. Как правило, с увеличением толщины облака взрастает его электрическая активность. Эта зависимость значительно ярче проявляется в южных районах, чем в северных. Электрическая активность облаков в среднем растет от северных широт к южным. Электрические характеристики меняются от зимы к лету: обычно зимой средние и максимальные значения градиента потенциала электрических полей, а также разности потенциалов на границах облаков меньше, чем летом.

3.2. Механизмы электризации облачных элементов. (Механизмы микроэлектризации).

Заряд частиц в облаках может меняться в результате взаимодействия с ними ионов, в результате взаимодействия частиц между собой или их спонтанного разрушения. Как правило, механизм ионной электризации сопровождает процесс конденсационного роста частиц. Это означает, что в основном на начальной стадии развития облаков и туманов изменение их электрических характеристик обязано заряжению частиц за счет ионов атмосферы. На стадиях зрелости и диссипации более существенны контактные и коагуляционные процессы электризации, а также электризация под действием электрического поля.

3.2.1. Ионная электризация.

Атмосферные ионы взаимодействуют с частицами в облаках, в результате чего может меняться заряд частиц. Остановимся на роли различных параметров, характеризующих это взаимодействие. Эти вопросы подробно рассмотрены были подробно изучены и теоретически, и экспериментально, например в [9]. Наиболее важные из параметров, определяющих взаимодействие, – характерный размер частицы (r) и длина свободного пробега (l). Если r значительно больше l, то реализуется так называемый диффузионный режим электризации частиц, при котором величиной l в первом приближении можно пренебречь. Введем в рассмотрение $\beta_i(\chi, r)$ - частоту захвата (прилипания) легкого иона частицей радиусом r и зарядом χe (при этом условимся, что если величина относится к положительным ионам, то i=1, если к отрицательным, i=2). Было получено выражение для $\beta_i(\chi, r)$ - :

$$\beta_i(\chi, r) = \frac{(-1)^i \chi e u_i (\varepsilon_0)^{-1}}{1 - \exp[(-1)^{i+1} \dfrac{\chi e^2}{4\pi\varepsilon_0 r k T}]} \quad (3.1)$$

где ε – диэлектрическая проницаемость среды, u - подвижность ионов.

Тогда изменение заряда частицы облака или тумана можно описать следующим выражением:

$$\frac{dq}{dt} = e[n_1\beta_1(\chi, r) - n_2\beta_2(\chi, r)] \quad (3.2)$$

Были проведены лабораторные эксперименты по изучению процессов электризации грубодисперсных аэрозолей облаков и туманов. Эти эксперименты продемонстрировали согласие между результатами

теоретических описаний ионного заряжения аэрозолей с данными лабораторных исследований. Кроме того, было обнаружено, что существует некоторое преимущественное отрицательное заряжение капелек.

Внешнее электрическое поле может существенно изменить ход процессов электризации частиц в атмосфере. Зависимость скорости движения ионов от напряженности поля приводит к тому, что поле оказывает значительное влияние на условие электризации частиц. Как показали В.М.Мучник и Б.Е.Фишман, при наличии внешнего электрического поля напряженностью, которая наблюдается в грозовых облаках, эффективность ионного заряжения возрастает в зависимости от размера капель в 5-10 раз.

3.2.2. Электризация, возникающая в результате разрушения контакта облачных гидрометеоров.

Столкновение облачных гидрометеоров, т.е. частиц облака и осадков, приводит либо к их слиянию - коагуляции, либо к разделению возникшего контакта.

Исследования показали, что разрушение контакта облачных гидрометеоров (как и спонтанное разрушение отдельных частиц) сопровождается электризацией фрагментов контакта (соответственно, фрагментов спонтанно разрушившейся частицы). Наиболее гибким и доступным способом исследования процессов образования зарядов гидрометеоров (процессов микроэлектризации) является лабораторное моделирование. Оно позволяет выделять и подробно изучать отдельные механизмы заряжения частиц при их взаимодействии.

Рассмотрим наиболее мощные из этих процессов. Анализ результатов лабораторных экспериментов показал, что наиболее мощными в облаках являются следующие:

- электризация при замерзании, деформации и раскалывании переохлажденных капель;

- электризация при столкновении и разбрызгивании переохлажденных капелек на крупной ледяной частице;

- электризация при столкновении и отскоке ледяных кристалликов от крупной ледяной частицы.

Рассмотрим результаты лабораторных экспериментов, выполненных авторами за последние 40 лет.

А. Электризация при замерзании, деформации и раскалывании переохлажденных капель.

Деформация и разрушение капель при замерзании сопровождается разделением зарядов. Наиболее интенсивно электризация протекает при взрывообразном замерзании капель. Исследования показали, что электризация происходит за счет кристаллизации воды, под действием механизма Воркмана-Рейнгольдса. В результате проведения большого количества экспериментов было установлено, что ледяные осколки, образующиеся в результате спонтанного взрывания капли, обычно заряжаются положительно, незамерзшая вода – отрицательно; если взрывание происходит в результате капельки с градиной, то градина заряжается отрицательно.

Опыты по изучению спонтанного взрывания капель показали, что существует зависимость вероятности раскалывания капли от ее размера, температуры, скорости охлаждения и давления в среде. Понижение давления, увеличение размера капли и возрастания скорости охлаждения приводят к росту вероятности раскалывания капли (Р). Однозначная зависимость Р от температуры не была получена.

Была установлена зависимость величины разделяющихся зарядов от размеров взрывающихся капель. Эта зависимость величины разделившегося заряда ($\Delta q_{вз}$) может быть выражена следующей приближенной формулой:

$$\Delta q_{вз} = a d_{к}^{2.4} \qquad (3.3)$$

где a - эмпирический коэффициент, $d_к$- размер взорвавшейся капли,.

Изучению этого вопроса было посвящено много теоретических исследований. В настоящее время для объяснения механизма образования зарядов при разрушении замерзающих капель рассматриваются три теории: электризация кристаллизующейся воды и водных растворов, контактной и термоэлектрической электризации.

Б. Электризация при разбрызгивании переохлажденных капель на крупной ледяной частице.

Разбрызгивание и частичное намерзание переохлажденных капель на крупной ледяной частице сопровождается разделением зарядов. Как считают исследователи этого процесса, разделение заряда происходит в результате 1) дробления капель; и 2) кристаллизации воды на поверхности льда. Знак заряда зависит от состава примесей в воде капли. В результате разбрызгивания переохлажденной капли чистой воды градина заряжается положительно. В экспериментах прежде всего была обнаружена зависимость заряжения от размеров переохлажденных капель, а также от скорости столкновения капель с градиной и температуры капель. Зависимость величины разделяющегося заряда от размера капли может быть описана следующей приближенной формулой:

$$\Delta q_{разб} = b d_к^{1.7} \qquad (3.4)$$

где b – коэффициент, полученный в экспериментах .

Во внешнем электрическом поле происходит дополнительная электризация – индукционное заряжение

взаимодействующих частиц. Это объясняется тем, что при столкновении мелких частиц с падающей крупной частицей, поляризованной в электрическом поле (т.е. с градиной), и разделении с нею мелкие частицы будут забирать часть поляризованного заряда. При этом величина разделяющегося заряда пропорциональна напряженности внешнего электрического поля.

В. Электризация при столкновении ледяных кристаллов с крупинкой или градиной.

Отскок при столкновении кристалликов льда с крупной ледяной частицей – крупинки или градины, приводит к их взаимной электризации. Величина и знак разделяющегося заряда определяются процессами в квазижидком слое, возникающем в зоне контакта. Однако, до настоящего времени нет развитой теории электризации ледяных частиц, происходящей в результате их столкновения, которая объясняла бы все наблюдаемые эффекты. Отметим, что электризация может протекать как в присутствие переохлажденных капелек, так и в их отсутствие.

Перечислим основные факторы, влияющие на заряжение частиц.

Знак заряда градины, приобретаемого ею в результате столкновения с ней ледяных кристалликов, зависит от водности и температуры в среде, т.е. от режима роста градины. Было показано, что зона положительного заряжения качественно соответствует зоне мокрого роста льда градины, а зона отрицательного заряжения – зоне его сухого роста. Видимо, структура ледяной поверхности, определяемая режимом кристаллизации, является одним из факторов, контролирующих процесс заряжения частиц при их столкновении.

Примеси, меняющие поверхностные свойства льда, в том числе его электрокинетический потенциал, также влияют на электризацию. Так, в присутствии примесей хлорида

натрия меняется не только вид зависимости заряжения от водности и температуры, но и знак заряда.

Величина разделяющегося заряда определяется площадью контакта сталкивающихся частиц, следовательно зависит от скорости столкновения и размера кристаллика. При скорости столкновения, меньшей некоторого порогового значения, электризация отсутствует.

Зависимость величины разделяющегося заряда от размера кристаллика для интервала размеров кристаллика 10 мкм$\leq d_л \leq$300 мкм имеет следующий вид:

$$\Delta q_{л-л} = c d_л^{\ 2} \qquad (3.5)$$

где с - экспериментально установленный коэффициент.

Для кристалликов $d_л \geq$300мкм формула не выполняется. Такой результат можно объяснить тем, что кристаллы больших размеров имеют неправильную форму, следовательно, при их столкновении с градиной зона контакта в меньшей мере определяется размером частиц.

Влияние внешнего электрического поля на величину разделяющегося заряда обнаруживается только в сильных полях. Это можно объяснить тем, что электропроводность льда низкая, поэтому время релаксации для передачи поляризационного заряда значительно больше времени контакта частиц.

Очевидно, что только в облаках, содержащих ледяные гидрометеоры (частицы осадков и облачные частицы), «работают» наиболее мощные механизмы микроэлектризации, при этом чем больше ледяных частиц, тем большие заряды генерируются в облаке.

3.2.3. Электризация, возникающая в результате слиянии облачных гидрометеоров.

Если при столкновении заряженных облачных частиц происходит их слияние, то частица-коллектор приобретает заряд частиц, которые слились с ней. В этом случае скорость заряжения частицы-коллектора (крупинки, градинки и др.) может быть рассчитана следующим образом:

$$\frac{dQ}{dt} = \pi \sum_i EF(R + r_i)^2 (V - v_i) n_i q_i \qquad (3.6)$$

где Q, R, V - заряд, радиус и скорость падения более крупной частицы-коллектора, E, F – вероятность столкновения i-ой облачной частицы и вероятность слияния i-ой облачной частицы с частицей-коллектором, r_i, v_i, n_i, q_i - радиус, скорость падения, концентрация и заряд i-ой облачной частицы.

Очевидно, что на электризацию капель и ледяных частиц в облаках и туманах оказывают влияние особенности взаимодействия этих частиц. При этом надо помнить, что параметры взаимодействия (вероятности столкновения и слияния частиц) меняются, если частицы заряжены: для разноименно заряженных частиц эти параметры возрастают, для одноименно заряженных – убывают. Это приводит к тому, что в облаках, содержащих большое количество заряженных частиц, коагуляция может протекать значительно быстрее, чем в облаках, в которых отсутствуют частицы с большими зарядами.

3.2.4. Индукционная электризация гидрометеоров.

Во внешнем электрическом поле при разрыве контакта взаимодействующих частиц происходит разделение заряда (т.е. электризация частиц), связанное с индукционным воздействием поля. Действие этого механизма, по мнению исследователей, объясняется следующим. При столкновении проводящие частицы обмениваются зарядами. Величина перетекающего заряда зависит от проводимости частиц и времени контакта. Если происходит столкновение крупной ледяной частицы, поляризованной во внешнем электрическом поле, с мелкими частицами, то при разрыве контакта мелкие частицы будут забирать часть поляризованного заряда крупной частицы. Величина разделяющегося заряда линейно зависит от напряженности поля в облаке и радиуса мелкой частицы:

$$\Delta q_{инд} = \alpha \varepsilon_0 E r_ч^{\ 2}, \qquad (3.7)$$

где α - коэффициент, зависящий от размера частиц, E – напряженность внешнего электрического поля, $r_ч$ - размер облачной частицы (капельки или кристаллика).

Очевидно, что этот механизм значительно более эффективен, если взаимодействие происходит с капельками, а не с сухими кристалликами. Механический контакт не обязателен; в сильных полях обмен зарядами может происходить в зазоре между поляризованными частицами за счет коронного или искрового разряда.

3.3. Организованная макроэлектризация облака.

Процессом макроэлектризации облака называется процесс разделения разноименно заряженных частиц в

пространстве, приводящий к преимущественному накоплению положительных или отрицательных зарядов в больших объемах облака и формированию электрической структуры облака.

Очевидно, что процесс макроэлектризации облака будет происходить только в том случае, если в значительном объеме облака накапливаются частицы, преимущественно несущие заряды того или иного знака. Макроразделение зарядов в облаке может произойти под влиянием силы тяжести, если заряды разных знаков связаны с гидрометеорами разных размеров и, следовательно, разной массы. В этом случае причиной разделения макрозарядов является преимущественная положительная или отрицательная микроэлектризация частиц в зависимости от их размеров (частицы осадков значительно крупнее облачных частиц) и дальнейшее разделение разноименно заряженных частиц в гравитационном поле.

Отсюда можно сделать вывод, что устойчивая поляризация облака возможна только в том случае, если восходящие потоки в облаке превышают скорости падения облачных частиц и не превосходят скорость падения частиц осадков.

Подчеркнем, что это условие является и условием гидродинамической устойчивости облаков.

Говоря о макроэлектризации облаков и формировании их электрической структур, не будем забывать, что этот процесс протекает не только в грозовых облаках, но и во всех облаках, а также в туманах, если в них происходит направленная микроэлектризация в зависимости от размеров частиц и последующее разделение частиц в объеме облака (тумана) в поле силы тяжести. Однако облака разных форм имеют свою характерную электрическую структуру.

3.4. Электричество слоистообразных облаков.

В нашей стране проводились подробные исследования электрических процессов в слоистообразных облаках [5, 7]. Было установлено, что в слоисто-дождевых облака могут возникать значительные объемные заряды. Более того, были подробно описаны случаи поражения самолетов молнией вне зон кучево-дождевых облаков [7].

При проведении типизации электрических структур теплых слоистообразных облаков умеренных широт было выявлено четыре основные группы. Первая группа – положительно поляризованные облака (±), имеющие в верхней части положительные, а в нижней части отрицательные заряды; вторая группа – отрицательно поляризованные облака ($^{-}_{+}$), заряды которых расположены в обратном порядке; третья – однозарядные положительно заряженные облака (+); и четвертая – однозарядные отрицательно заряженные облака (-). Однозарядными чаще всего бывают облака небольшой толщины. Облака большой вертикальной протяженности обычно многозарядные.

Существенно, что многие из этих структур нельзя объяснить, рассматривая облака как пассивные сопротивления, включенные в электрическую цепь ионосферы – земля. По всей вероятности, многие, даже недождящие облака действуют как генераторы электричества. В этой связи отметим аналогичную особенность электрической структуры туманов, имеющих большую вертикальную протяженность.

Рассмотрим распределение напряженности электрического поля***E*** по высоте, наблюдаемое в слоисто-дождевых облаках смешенного фазового строения в умеренных широтах. Максимальные значения |E| наблюдаются в зоне между изотермами 0 ÷ $(-10)^0$C; в этой зоне происходит интенсивное разделение зарядов. Под облаком или в нижней части облака часто существуют области положительных зарядов, связанные с осадками.

Встречаются как положительно поляризованные, так и отрицательно поляризованные облака.

По результатам измерений градиента потенциала электрического поля атмосферы было вычислено, используя уравнение Пуассона, распределение ρ плотности объемного заряда в облаках. Оказалось, что в среднем плотность объемного заряда ρ в слоисто-кучевых и слоисто-дождевых облаках порядка 10 ρ $^{-11}$К/м^3.

Помимо вертикальной неоднородности облака отмечаются и горизонтальные неоднородности. Однако, горизонтальные электрические неоднородности в облаках этих видов сравнительно невелики. Протяженность зон, где градиент потенциала меняется больше чем на 20-30% среднего значения, составляет от 200м до 600м. В этих зонах плотность объемного заряда в может быть значительной (встречаются значения порядка $10^{-10} \div 10^{-9}$ К/м^3).

Важной электрической характеристикой облаков является электропроводность воздуха в них. Электропроводность в облаках должна быть меньше, чем в свободной атмосфере, - за счет захвата ионов каплями. Так, во время самолетных измерений было установлено, что электропроводность в неплотных St и Sc уменьшается по сравнению со значениями в чистом воздухе в 3-25 раз.

При выпадении из облака заряженных частиц осадков создается ток осадков. В среднем, токи осадков из слоисто-дождевых облаков в умеренных широтах равны $5x10^{-12} \div 5x10^{-11}$А/м^2. Относительно невысокие значения плотности тока вызваны тем, что число положительно заряженных капель почти равно числу отрицательно заряженных капель. Кроме того, было показано, что как величина заряда, так и его знак могут меняться при падении капли осадков из облака. Следовательно, осадки не выносят существенный заряд даже в отдельных частях облака. Сведения о величине токов осадков стали поступать с конца XIX века. Однако особенно много для познания электрической структуры облака эти измерения не

дали. По данным о токах осадков даже с привлечением данных наземных измерений электрического поля не удалось с достаточной полнотой восстановить электрическую структуру облаков. Хотя в ряде случаев в негрозовых облаках ток выпадающих осадков может охарактеризовать общую электризацию облаков.

Вывод. Все наблюдаемые облака имеют свою электрическую структуру и свою электрическую активность. При этом возрастание электрической активности облаков происходит в следующей последовательности: St, Sc, Ac, As, Ns, Cb.

Т.о. облака слоистообразных форм имеют значительно меньшую активность, чем конвективные облака.

3.5. Электричество конвективных облаков.

Грозовое электричество возникает в результате атмосферных процессов, ведущих к образованию мощных кучево-дождевых облаков. Энергия, запасаемая в электрическом поле облаков, составляет лишь малую долю энергии этих атмосферных процессов. Некоторая часть энергии электрического поля облаков реализуется при развитии молнии. Количество молний, которое генерирует облако, непосредственно связано со скоростью воспроизводства заряда, его величиной и распределением в объеме облака.

Атмосферно-электрические явления – грозы, очень разнообразны. Их особенности определяются многими факторами, в первую очередь особенностями окружающей среды, т.е. атмосферой. В этой связи грозы различают в зависимости от широты места, подстилающей поверхности, времени года и суток, синоптической ситуации. При экспериментальном исследовании основных параметров грозового процесса грозы различают в зависимости от

расположения и величины основных зарядов, скорости заряжения, частоты разрядов и пр.

Но при всем разнообразии можно выявить общие черты, характеризующие это явление.

3.5.1 Строение и фазы жизни грозового облака. (Стадии эволюции грозового облака.)

Грозовое облако – облако, с развитием которого связана гроза. Термин употребляется как синоним кучево-дождевого облака, хотя *Cb*не обязательно сопровождается грозовыми явлениями.

Очевидно, что электрическая структура грозового облака определяется его гидродинамической и микрофизической структурой.

Начиная с классической работы Байерса и Брейама известно [9], что Cb состоят из одной или нескольких (до5-10) конвективных ячеек, каждая из которых на протяжении жизни облака проходит через три стадии эволюции.

Начальная стадия Cb охватывает период роста ячейки и характеризуется преобладанием во всей ее толще восходящих движений, благодаря чему активно идет процесс формирования частиц осадков. Растущие имеют форму Cbcalv . Продолжительность стадии роста – 10-20 минут. Напряженность электрического поля в этих облаках очень велика, но, как правило, недостаточна для переходя их в грозовые.

В следующей стадии – стадии зрелости – облака чаще всего имеют форму Cbinc. Их вершиной является кристаллическая «наковальня», над которой возвышается один или несколько округлых куполов. Температура воздуха у вершины облаков понижается ниже -22^0 С. На этой стадии в облаке уже сформирована зона осадков; при этом размеры частиц осадков таковы, что скорость их падения превосходит

скорость восходящих потоков в облаке. В результате в зрелых ячейках рядом с относительно теплым восходящим потоком возникает холодный нисходящий, который интенсифицируется увлечением воздуха частицами осадков. Такая циркуляция воздушных потоков является довольно устойчивой. Зрелые Cb имеют наибольшие вертикальные и горизонтальные размеры и из них выпадают самые сильные осадки. С ними связано большинство гроз и градобитий. Скорости вертикальных потоков, а также амплитуды и линейные размеры возмущений полей температуры и ветра в них максимальны, а изменения во времени – наименьшие. Поэтому поля метеорологических элементов в зоне зрелых Cb для промежутков времени до 30-40 минут (иногда и более) часто можно считать квазистационарными.

Заключительной стадией развития Cb является стадия диссипации (разрушения) облака. Вначале разрушается нижняя (капельная) часть облака и уменьшается высота его верхней кромки. Вследствие малых скоростей оседания и испарения кристаллов, остатки наковален в форме перистых облаков могут после разрушения существовать часами.

Каждой стадии эволюции Cb соответствует характерная циркуляция воздуха в подоблачном слое. В слой под растущими Cb происходит циклоническое втекание воздуха. В стадии зрелости под восходящим внутриоблачным потоком наблюдается та же картина, тогда как под нисходящим происходит антициклоническое вытекание, которое преобладает под диссипирующим Cb.

3.5.2. Начало организованной электризации конвективных облаков

Электризация конвективных облаков (ЭКО) является причиной появления молниевых разрядов, являющихся одними из наиболее опасных явлений погоды (ОЯП),

связанных с облаками. Разряды молний представляют опасность, как для различных летательных аппаратов, так и для целого ряда наземных объектов. Опасность представляет как непосредственное воздействие токов молний, так и их мощное электромагнитное излучение. Скачкообразное изменение электрического поля во время разряда молнии может являться, по-видимому, одной из основных причин «внезапных ливней» («RainGushes») и, как следствие, сильных порывов («micro- и macrobursts») в конвективных облаках, которые также относятся к ОЯП (Williams,1989). С другой стороны, электрические явления в облаках являются важнейшей частью генератора глобальной электрической цепи, обеспечивающей существование электрического поля Земли.

Процессы ЭКО не являются уникальными и имеют столь же широкое распространение в природе, как и конвективные облака. Живой научный и общественный интерес к электрическим процессам в облаках существует уже достаточно длительное время. Тем не менее, приходится, к сожалению, констатировать, что до настоящего времени проблема далека от разрешения. Можно отметить отсутствие ощутимого прогресса в понимании физики процессов ЭКО за последние 30 лет. В подтверждение этого тезиса можно привести описания процессов электризации в параметризованных численных моделях 30-ти летней давности и современных и содержание докладов на последних Международных конференциях по Атмосферному электричеству.

Основной причиной такого состояния является, по-видимому, отсутствие достаточного количества надежных экспериментальных данных полевых и лабораторных исследований ЭКО, позволяющих ощутимо сузить круг возможных гипотетических механизмов электризации (Михайловский, 2007). Самолетные методы исследований ЭКО являются оптимальным, на наш взгляд, средством

получения таких данных. Именно самолет – метеолаборатория (СМЛ) позволяет проводить комплексные инструментальные исследования электризации специальным образом выбранных облаков на всех стадиях развития от зарождения до диссипации.

Для исследованийвыбрана методика, не предусматривающая полеты в облаках. Основными аргументами в пользу такой организации исследований были:

- слишком большие и не контролируемые погрешности измерения напряженности электрического поля в облаках существующими СМЛ;
- возможность существенного воздействия пролета крупных СМЛ на исследуемые облака, особенно на ранних стадиях развития;
- значительные организационные трудности обеспечения возможности полетов в развитых кучево-дождевых облаках, даже на предгрозовой стадии.

Таким образом, исследования проводились во время последовательных челночных пролетов СМЛ над вершиной облака на расстоянии от 50 до 500 метров, но обязательно без захода в облако. Эксперименты старались начинать на ранних стадиях развития, когда облако было заведомо теплым, т.е. его вершина не достигала нулевой изотермы, и заканчивать после разрушения облака, т.е. прослеживали весь цикл жизни облака.

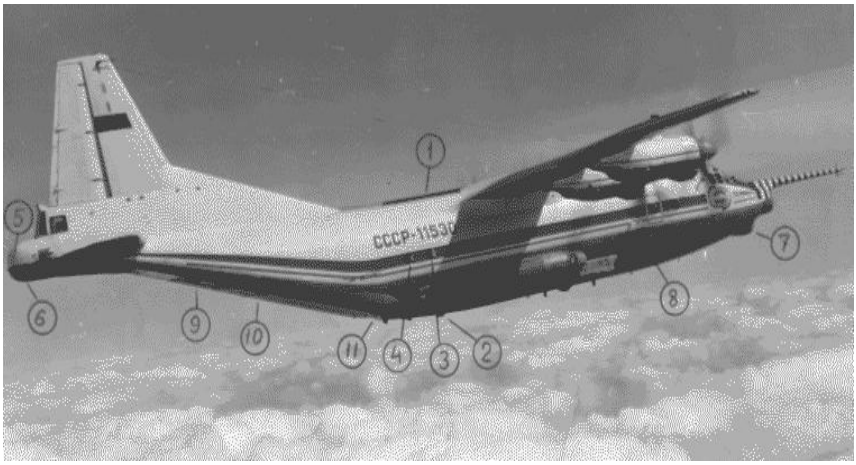
Базовой гипотезой, подлежащей проверке в экспериментах, являлась гипотеза о решающей роли крупных ледяных частиц в ЭКО, по - крайней мере, на предгрозовой стадии.

ЭСО характеризуется распределением зарядов или токов в облаке и вокруг него и вариациями этого распределения во времени и пространстве, которое может быть однозначно связано с распределением вектора напряженности электрического поля $\boldsymbol{E}$ в том же объеме. Получение этих характеристик с достаточной полнотой

практически нереально. Более того, отдельные фрагменты этих характеристик могут оказаться малоинформативными с точки зрения обобщенной характеристики ЭСО, хотя сложности получения такой информации весьма значительны. И дело тут не только в возможности серьезных ошибок при внутри-облачных измерениях ***E*** (Михайловский, 2014, 2016). Сильная зависимость ***E*** от взаиморасположения траектории измерительного средства (СМЛ) и основных зарядов в облаке может сильно затруднить выделение общих закономерностей изменения ЭСО во времени и пространстве на фоне вариаций траекторий СМЛ. С этих позиций более информативными, на наш взгляд, и, несомненно, существенно более простыми являются измерения **E** вне облака. Что и было реализовано и ЭСО в экспериментах контролировалось по ***E*** над облаком, измеряемой с помощью системы самолетных приборов для измерения напряженности электрического поля (СПНП), установленных на самолете (Рис.1), (Михайловский, 2014). По полученным измерениям ***E*** над облаком можно судить о распределении зарядов в облаке, оценивая таким образом их пространственно-временные вариации (Пачин, 1984, Анискина, 1990,).

Процессы осадкообразования контролировались с помощью бортового метеорологического локатора БМР-1 с длиной волны 3 см и неподвижной антенной направленной вертикально вниз (Рис. 1). Таким образом, при каждом пролете самолета над облаком мы получали радиолокационное сечение облака по трассе полета, проходящей обычно через центр вершины облака и соответствующее ему изменение вектора E над облаком. Учитывая то, что исследовались относительно небольшие, изолированные и, следовательно, более или менее симметричные, по крайней мере, относительно направления ветра, облака, можно считать, что получаемое сечение достаточно репрезентативно характеризует процессы осадкообразования всего облака.

Процессы кристаллизации контролировались по высоте верхней границы облака, температуре атмосферы на этой высоте, времени жизни облака и « визуальному состоянию вершины облака» (ВСВО), характеризующему интенсивность процессов кристаллизации в вершине облака. ВСВО имело 4 градации: 1 – вершина облака капельная, 2 - начало процесса кристаллизации вершины, 3 - интенсивный процесс кристаллизации вершины, 4 – вершина полностью кристаллическая. Определение ВСВО с фото-фиксацией осуществлялось борт-аэрологом и научным руководителем полетов согласно «Наставлению для борт-аэролога».



1,2,3,5 – соответственно верхний, нижний, боковой и хвостовой датчики СПНП; 4 – острие АК; 6 – антенна БМР; 7 – антенна БМР; 8 – датчик метеорографа; 9,10,11 – средства воздействий (АСО-2И, КДС-155, транспортер)

Рисунок 3.1. Схема размещения оборудования на СМЛ АН-12 №11530

На основании таких наборов данных о развитии более чем 50 облаков и проводились исследования связей процессов электризации, осадкообразования, кристаллизации и динамики конвективных облаков.

При разработке методики исследований большое внимание было уделено проработке вопросов точности измерений вектора ***E*** с учетом искажения***E*** формой самолета и его собственным зарядом. Разработанная методика (Михайловский, 2014, 2015, 2016) позволила существенно увеличить точность измерений **E** с помощью самолетов ИЛ-14, ИЛ-18, АН-30, АН-12, ТУ-16, ТУ-104, ЯК-40 вне облаков, что позволило исследовать самое начало процесса организованной электризации облака. Эксперименты

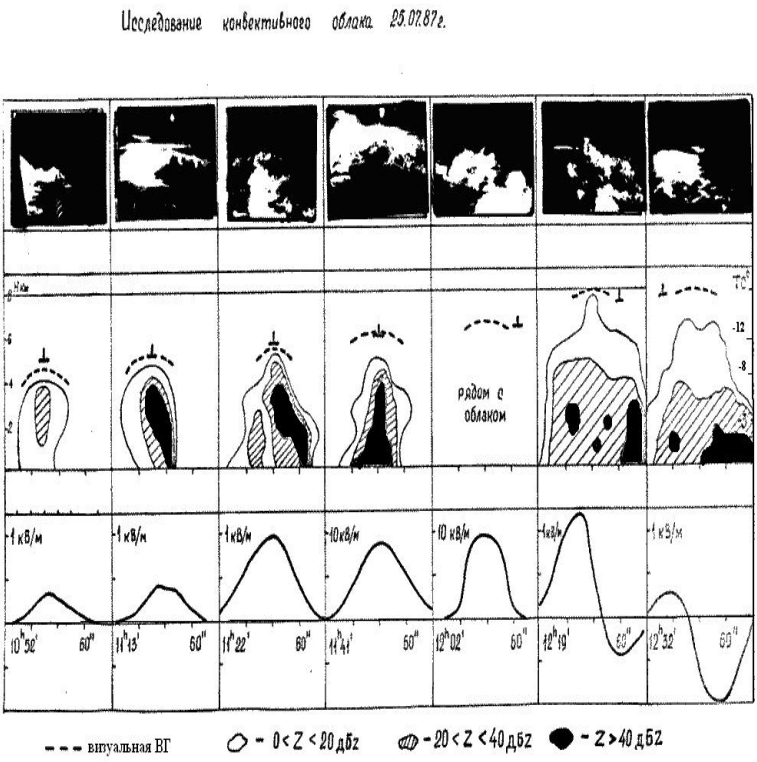


Рис. 3.2. Результаты самолетных исследований летнего континентального облака

проводились в различных климатических зонах (Северо-запад РФ, Молдавия, район Сухуми, Куба), в различные сезоны, над различной подстилающей поверхностью (равнина, горы, море), в различных синоптических условиях (фронтальные облака, внутримассовые, орографические). Несмотря на столь существенное различие условий развития конвективных облаков при анализе удалось выявить некоторые общие закономерности развития процессов электризации

конвективных облаков и их связи с процессами осадкообразования и кристаллизации. В качестве примера можно привести результаты экспериментов с облаками, представленные на Рис.2. и Рис. 3. На Рис.2. представлены результаты исследований летнего облака над территорией Ленинградской области в районе полигона ГГО «Тургошь».

За время эксперимента, более полутора часов, высота верхней границы летнего облака ($H_{вг}$) увеличилась практически в 2 раза (с 4-х до 8-ми км.) и затем начала уменьшаться. Уже на первом исследовательском режиме над облаком наблюдались значения Е около 400 В/м, которые через час с небольшим к 5-му режиму увеличилась до максимального значения (10 000 В/м). После чего знак Е начал меняться на противоположный, обычно наблюдаемый над грозовыми облаками (Имянитов, 1988). Уже на первом режиме наблюдались визуальные признаки начала процесса кристаллизации вершины облака и наблюдалась зона отражаемости 20 дбZ. Такой тип развития процессов является, на наш взгляд, классическим для летних континентальных облаков.

На Рис.3.3 представлены результаты эксперимента с облаком развивающимся над морем в районе Сухуми поздней осенью. Нвг во время всего эксперимента оставалась практически постоянной и не превышала минус 12 град. Цельсия. Несмотря на это, наблюдаются во многом аналогичные закономерности развития ЭСО, осадкообразования, кристаллизации и их взаимосвязей. Обращают на себя внимание более медленные темпы развития процессов электризации и осадкообразования, что может быть объяснено тем, что процессы осадкообразования, а следовательно и электризации, протекают при существенно более высоких температурах, чем в летних, континентальных облаках.

Исследование конвективного облака 10.1984 г

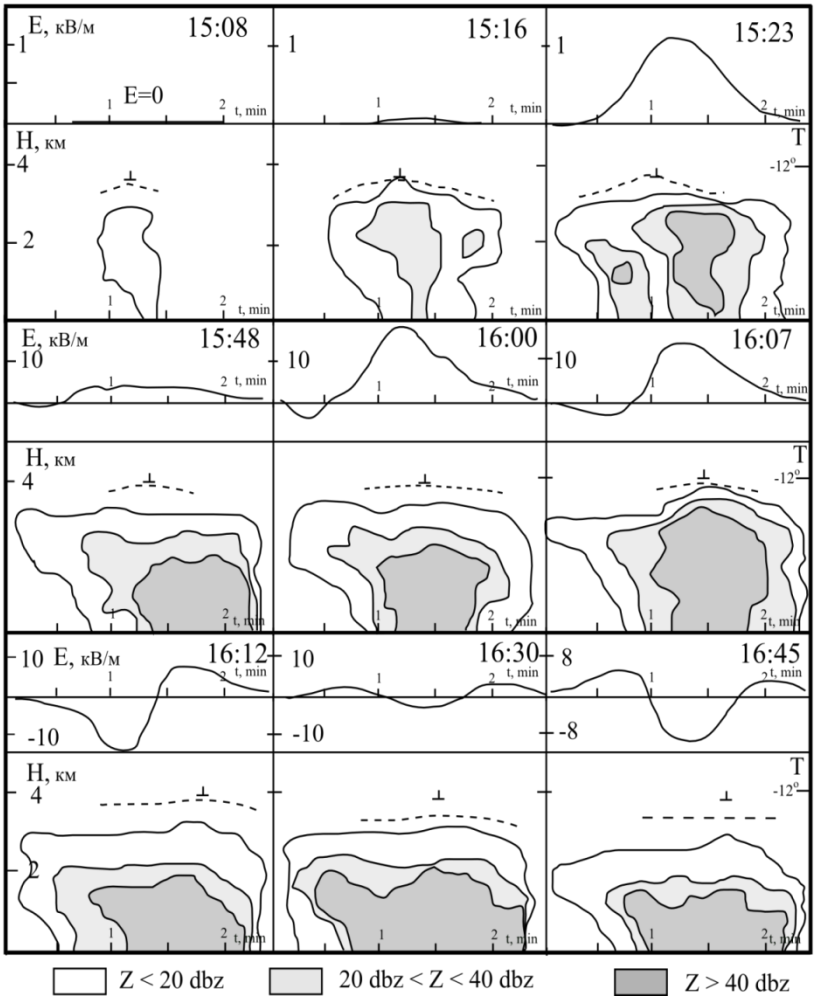


Рис.3.3. Результаты самолетных исследований осеннего морского облака

На основании наборов данных более чем о 50 облаках, аналогичных приведенным на рисунке 3.2 и рисунке 3.3, был проведен анализ закономерностей развития ЭКО. При анализе данных мы пытались ответить на следующие вопросы:

- на какой стадии развития облака, при каких значениях контролируемых параметров начинаются процессы организованной электризации, понимаемой как совокупность процессов микроэлектризации частиц в облаке и их последующим разделением в пространстве;
- каким образом меняются контролируемые параметры в процессе развития облака;
- какие устойчивые связи контролируемых в экспериментах параметров наблюдаются и о каких физических процессах они могут свидетельствовать;
- какие связи и закономерности являются общими и обязательными для всей совокупности исследованных облаков и какие наблюдаются особенности и различия в зависимости от условий, в которых развивается конкретное облако.

Как отмечалось выше, ЭСО контролируется по Е над облаком. Как только в облаке начинается процесс организованной электризации, при пролете СМЛ над облаком наблюдаются характерные изменения Е на фоне значений, наблюдаемых в безоблачной атмосфере на данной высоте (рис.2 – рис.3). Фоновые значения электрического поля на высотах более 3-х км. не превышают 10 В/м. Таким образом, современные средства и методики измерения Е с помощью самолетов позволяют надежно фиксировать момент начала организованной электризации.

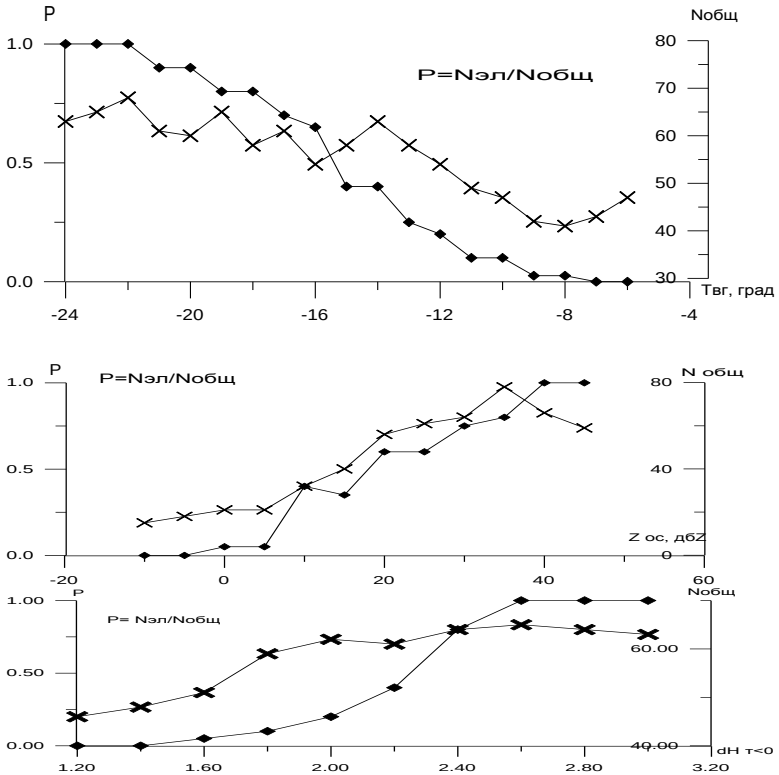


Рисунок 3.4. Зависимость вероятности начала организованной электризации конвективных облаков от температуры атмосферы на верхней границе облака (Твг), максимальной отражаемости под облаком у земли (Zoc), толщины переохлажденной части облака (dHт<0). Крестиками отмечено количество режимов, использованное для оценок P в каждой точке.

Фиксируя одновременно с E другие контролируемые параметры мы можем рассчитать вероятность начала организованной электризации по каждому параметру в отдельности и их различным сочетаниям. На Рисунке 3.4 представлены зависимости этой вероятности от температуры

атмосферы на уровне верхней границы облака (Твг), максимальной отражаемости под облаком у земли (Zoc), толщины переохлажденной части облака (dH т<0). Крестиками отмечено количество режимов, использованное для оценок P в каждой точке.

Из приведенных зависимостей следует, что даже для начала организованной электризации необходимо наличие значительной переохлажденной части облака и крупных частиц (осадков).

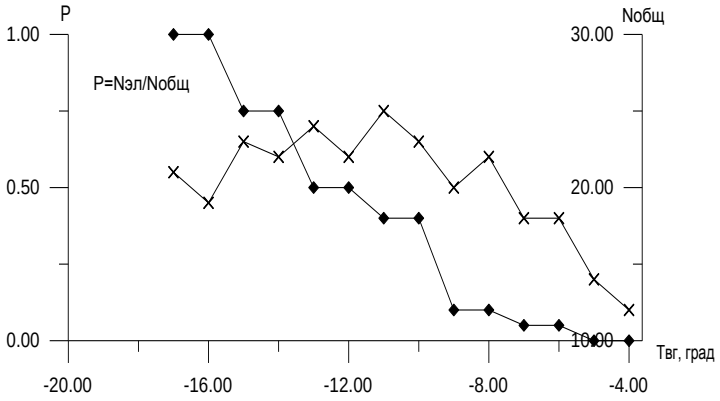


Рисунок 3.5. Зависимость вероятности начала организованной электризации конвективных облаков развивающихся в районе острова Куба от температуры атмосферы на верхней границе облака (Твг). Крестиками отмечено количество режимов, использованное для оценок P в каждой точке.

На рисунке 3.5 представлена аналогичная зависимость для осенних облаков в районе Кубы. Как видно, и для этого региона необходимым условием начала электризации конвективного облака является наличие переохлажденной части. Таким образом, обобщая результаты представленные на рис.4 и рис.5 можно сказать, что необходимым условием

начала организованной электризации К.О. даже в условиях тропиков является наличие крупных частиц в переохлажденной зоне, т.е. наличие крупных ледяных частиц. Еще одним существенным результатом, установленным при анализе данных, явился т.н. «переворот поля». И.И. Камалдиной было отмечено, что в некоторых случаях знак Е над облаком противоположен обычно наблюдаемому над грозовыми облаками и может меняться в процессе развития облака (Имянитов, 1976). В результате анализа наших данных было установлено, что характер изменения вертикальной компоненты Е, представленный на рис.2.и рис.3 универсален и наблюдается для всех растущих облаков.

Т.е. на начальной стадии развития процесса электризации (при превышении вершиной облака изотермы -8 град. Цельсия) направление вертикальной компоненты Е облака совпадает с направлением Е «хорошей погоды» и, соответственно, противоположно обычно наблюдаемому над грозовыми облаками. Эквивалентная зарядовая структура на этой стадии представляет собой диполь с «минусом» вверху. На стадии зрелости и распада облака направление вертикальной компоненты Е обычно меняется на противоположное, обычно наблюдаемое над грозовыми облаками. Эквивалентный облачный диполь как бы переворачивается и приобретает привычный по учебникам вид – «+» вверху и «-« внизу.

Если в диссипирующем облаке, имеющем традиционную зарядовую структуру, начинает расти новая ячейка, регистрируемая БМР или визуально, Е над облаком может еще раз поменять знак. На Рис.6 представлены статистические связи вертикальной компоненты Е с учетом знака и другими контролируемыми параметрами облака. Видно, что наиболее отчетливая связь «переворота поля» прослеживается с параметром dH (рис. f), который представляет собой расстояние от вершины облака до верхней границы зоны с максимальной отражаемостью.

Рабочую гипотезу, объясняющую наблюдаемый эффект «переворота», сформулируем таким образом: - на начальной стадии развития облака потоки в облаке организованы таким образом, что крупные ледяные частицы, заряженные отрицательно, сосредоточены в верхней части облака вблизи купола вершины и поднимаются вместе с ростом вершины.

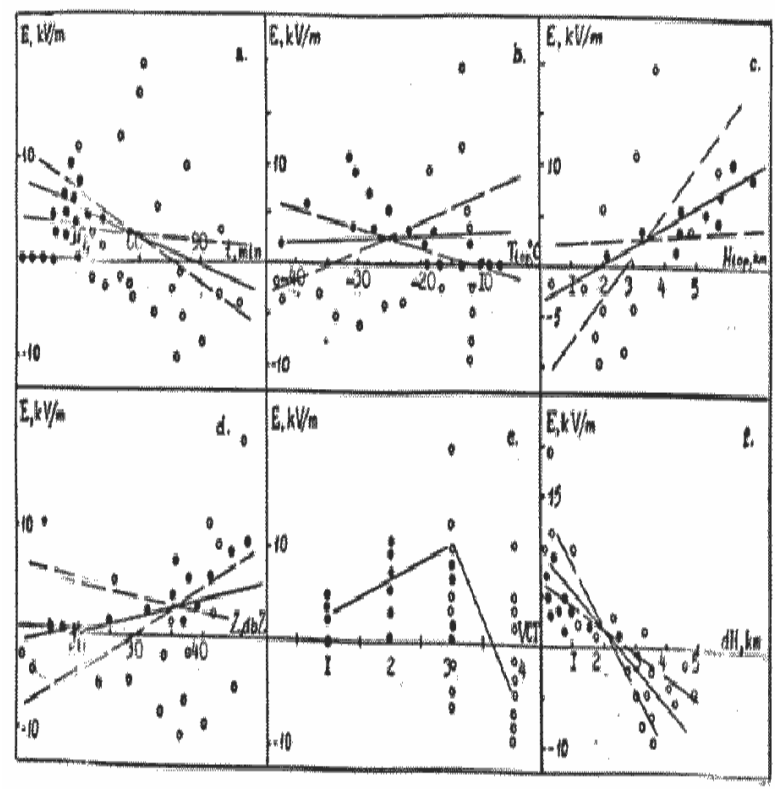


Рисунок 3.6. Статистические связи E с учетом знака и других контролируемых параметров.

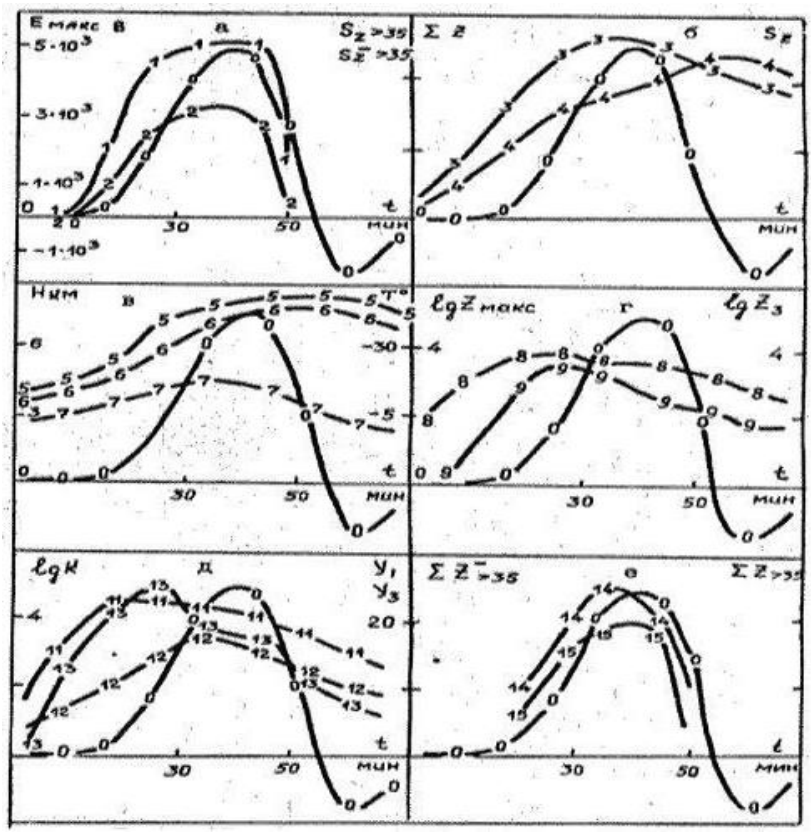
—

Положительный заряд на мелких ледяных кристаллах диффузно распределен вокруг отрицательного заряда, но таким образом, что «центр отрицательного заряда»

расположен выше «центра положительного заряда». И, соответственно, формирует знак *E* над облаком. На стадии зрелости и диссипации, когда потоки в облаке ослабевают или крупные частицы вырастают до размеров способных преодолеть восходящие потоки, «центр отрицательного заряда» смещается вниз (увеличивается dH) и в конце концов поле над облаком станет определяться диффузным положительным зарядом на мелких ледяных кристаллах, который может существовать достаточно длительное время.

Напряженность электрического поля порядка 10 000 В/м над вершиной облака, наблюдаемая в экспериментах приведенных на рис.2. и рис.3, свидетельствует о предгрозовом состоянии облака. При залете заряженного самолета в такое облако он может спровоцировать разряд молнии на себя. Существует проблема дистанционных методов диагноза электрического состояния облаков. Традиционно проблема решается с помощью различных т.н. «критериев грозоопасности», которые должны определять «близость» облака к грозовому состоянию.

В наших экспериментах мы имеем объективный критерий ЭСО – напряженность поля над облаком. По имеющимся радиолокационным сечениям мы можем рассчитать «критерии грозоопасности» на каждом режиме и сравнить их с Е. Что и было сделано на примере одного эксперимента и представлено на рис.7. Помимо «критериев грозоопасности», которые как видно из рис.7 достаточно плохо коррелируют с изменением максимальных значений Е над облаком, мы пытались предложить новые критерии дистанционного определения ЭСО на основе контролировавшихся в экспериментах параметров.



0 – E; 1 – S $_{Z>35}$; 2 – S$^{-}_{Z>35}$; 3 – Σ Z ; 4 – S$_{Z}$; 5 – H$_{ВИЗ}$; 6 – H $_{Z40}$; 7 – H $_{Zmax}$

8 – lgZmax ; 9 – lg Z$_3$; 11 – lg K ; 12 – Y$_1$; 13 – Y$_3$; 14 - ∑ Z$_{>35}$; 15 - ∑ Z$^{-}_{>35}$

Рисунок 3.7. Связи напряженности электрического поля над облаком E с различными косвенными критериями электрического состояния облака.

Такими критериями являются, на наш взгляд, площадь зоны смаксимальной отражаемостью лежащая выше нулевой

изотермы или интеграл (сумма) отражаемости по этой зоне. Эти критерии пропорциональны количеству наиболее крупных ледяных частиц в облаке, которые и определяют мощность эквивалентного электрического генератора облака. Что подтверждается и результатами, представленными на рис.8Б и 8Е.

Напряженность электрического поля порядка 10 000 В/м над вершиной облака, наблюдаемая в экспериментах приведенных на рис.3.2. и рис.3.3, свидетельствует о предгрозовом состоянии облака. При залете заряженного самолета в такое облако он может спровоцировать разряд молнии на себя. Существует проблема дистанционных методов диагноза электрического состояния облаков. Традиционно проблема решается с помощью различных т.н. «критериев грозоопасности», которые должны определять «близость» облака к грозовому состоянию.

В наших экспериментах мы имеем объективный критерий ЭСО – напряженность поля над облаком. По имеющимся радиолокационным сечениям мы можем рассчитать «критерии грозоопасности» на каждом режиме и сравнить их с Е. Что и было сделано на примере одного эксперимента и представлено на рис.3.7. Помимо «критериев грозоопасности», которые как видно из рис.7 достаточно плохо коррелируют с изменением максимальных значений Е над облаком, мы пытались предложить новые критерии дистанционного определения ЭСО на основе контролировавшихся в экспериментах параметров. Такими критериями являются, на наш взгляд, площадь зоны с максимальной отражаемостью лежащая выше нулевой изотермы или интеграл (сумма) отражаемости по этой зоне. Эти критерии пропорциональны количеству наиболее крупных ледяных частиц в облаке, которые и определяют мощность эквивалентного электрического генератора облака. Что подтверждается и результатами, представленными на рис.3.8Б и 3.8Е.

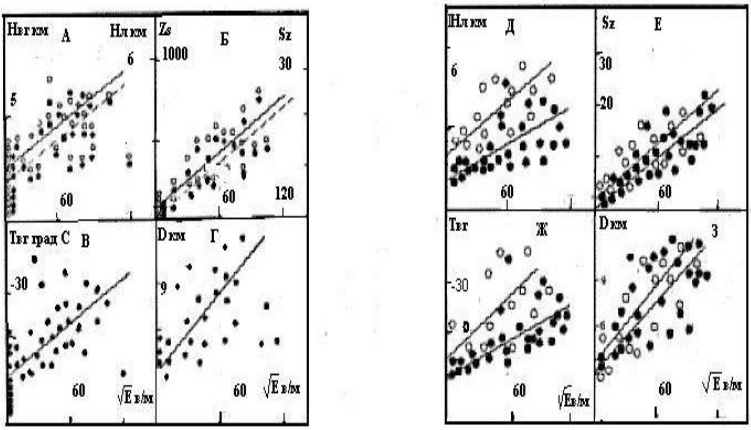


Рисунок 3.8. Статистические связи электрических параметров облака (Е) с другими, контролировавшимися в самолетных экспериментах по воздействиям на электрическое состояние конвективных облаков.

Разработанная методика самолетных исследований основных процессов происходящих в конвективных облаках при полетах вне облака обеспечила проведение измерений контролируемых параметров, в особенности напряженности электрического поля*E*, с минимальными погрешностями, что позволило выявить общие закономерности развития процессов в облаках и их взаимосвязи.

Анализ результатов экспериментов подтверждает гипотезу о том, что электризация конвективного облака, по крайней мере на предгрозовой стадии развития, определяется параметрами, определяемыми количеством и размерами крупных ледяных частиц. При анализе результатов удалось выделить общие закономерности развития электризации конвективных облаков, не известные ранее, а именно:

- процесс электризации облака может начаться, т.е. *E*

над облаком существенно превысит фоновые значения на данной высоте, только тогда, когда верхняя граница конвективного облака будет находиться выше изотермы -8 градусов Цельсия для территории СНГ и -6 для Кубы; отражаемость по самолетному радиолокатору в облаке превысит 0 dBZ и в переохлажденной части облака начнется процесс кристаллизации, контролируемый по внешним признакам (виду вершины облака), температуре атмосферы на уровне верхней границы облака и по уменьшению водозапаса переохлажденной части, определяемого СВЧ-радиометром, установленным на самолете;

- электризация облака наблюдается обязательно, если облако выше изотермы -22 градуса Цельсия или отражаемость выше 50 dBZ и в переохлажденной части облака наблюдается интенсивный процесс кристаллизации, контролируемый как по внешним признакам, так и по уменьшению водозапаса, определяемого СВЧ-радиометром;

- на начальной стадии развития вертикальная составляющая E над облаком имеет то же направление, что и поле «хорошей погоды». Что характерно для эквивалентного внутриоблачного диполя с верхним отрицательным зарядом. На стадии зрелости и разрушения E обычно меняет знак на обратный, т.е. внутриоблачный диполь как бы переворачивается;

- на стадии развития наиболее тесная, близкая к линейной, статистическая связь наблюдается между E и интегралом (суммой) отражаемости Z_S по части сечения облака площадью S_Z, которая расположена выше нулевой изотермы и отражаемость в которой выше 35 dBZ. Этот интеграл пропорционален количеству крупных частиц в облаке. Учитывая, что осадкообразование конвективных облаков идет преимущественно через ледяную фазу (механизм Бержерона – Финдайзена), можно предположить, что наиболее крупные частицы, дающие наибольший вклад в отражаемость, ледяные.

3.5.3. Заряды и электрические поля грозовых облаков.

Молнии и другие электрические явления в грозовых облаках однозначно указывают на присутствие в них больших электрических зарядов. Одной из наиболее важных проблем грозовых облаков является определение величины и относительного расположения зарядов в облаке. Было установлено, что заряды в облаке располагаются определенным образом, причем заряды одного знака концентрируются над зарядами другого знака. Такое облако называется «биполярным» и считается, что оно имеет положительную полярность, если наверху находится положительный заряд, и отрицательную полярность в противоположном случае.

Представления о зарядах грозовых облаков получены в результате измерения напряженности электрического поля на уровне земли, при облете облаков, а также при их зондировании. Очевидно, что проведение такого рода измерений и истолкование полученных данных является весьма сложной задачей. Покажем это на примере.

Рассматривая только электростатические силы, нельзя однозначно по результатам измерений на поверхности земли установить электрическую структуру облака, даже если облако остается неизменным. Для пояснения рассмотрим облако, электрическая структура которого может быть представлена двумя равными, но противоположными по знаку электрическими зарядами; будем считать, что эти заряды точечные и расположены друг над другом. Знак градиента потенциала должен меняться по мере того, как облако подходит к измерительному прибору. В этом можно убедиться, воспользовавшись следующими рассуждениями. Когда облако далеко, можно считать, что оба заряда находятся практически на одинаковом расстоянии от точки измерения и поэтому величины напряженностей поля, наводимые каждым

из этих зарядов, будут примерно одинаковыми. Однако направления от точки измерения на заряды различные, и для верхнего заряда вертикальная составляющая напряженности поля оказывается больше. Поэтому при положительной поляризации облака, находящегося на значительном расстоянии, результирующая вертикальная составляющая напряженности поля будет положительной. С другой стороны, когда положительно поляризованное облако находится в зените, направления на оба заряда оказываются примерно одинаковыми, но нижний заряд создает большую напряженность, будучи ближе к точке измерения. Следовательно, для близко расположенного облака положительной полярности градиент потенциала отрицателен. На некотором промежуточном расстоянии вертикальная составляющая напряженности поля должна быть равна нулю. Очевидно, что если положительно поляризованное облако будет перемещаться по направлению к измерительному прибору, то по измеренным значениям напряженности электрического поля, создаваемого зарядами облака, нельзя делать однозначных выводов о его электрической структуре. Для анализа необходимо проводить комплексные исследования.

Было установлено, что, как правило, структура распределения электрических зарядов зрелых грозовых облаков представляет собой триполь. Триполь состоит из определяющей области избыточного отрицательного заряда (т.е. в этой области присутствуют частицы с положительным и отрицательным зарядом, но преобладают отрицательно заряженные частицы), расположенного в центральной части облака между изотермами $-5 \div -25^0$С. Область избыточного положительного заряда располагается в верхней части облака. Кроме того, в нижней части облака располагается вторая, более локализованная областью избыточного положительного заряда. На рисунке 3.1 представлено схематическое изображение триполя.

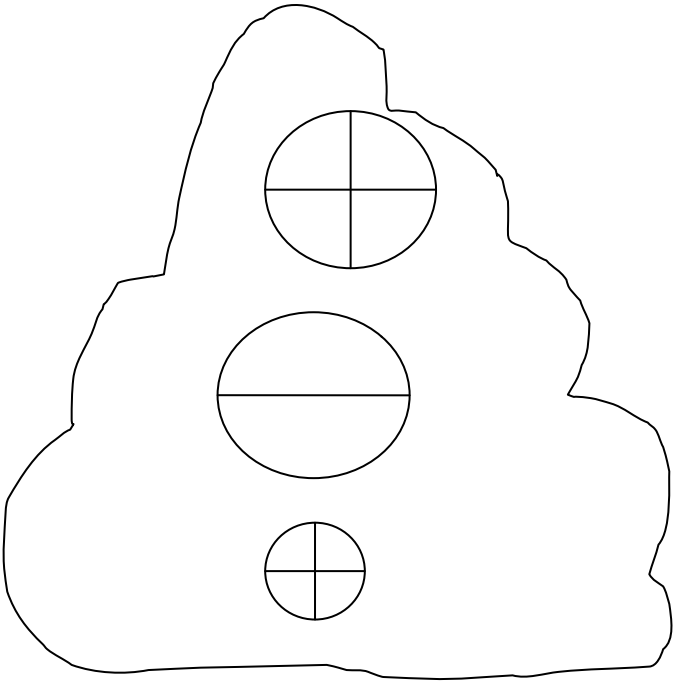


Рис. 3.9. Схематическое изображение триполя.

Кроме описанного здесь положительно поляризованного грозового облака, в редких случаях наблюдаются отрицательно поляризованные облака, верхняя часть которых несет избыточный отрицательный заряд, центральная – положительный заряд.

По современным представлениям заряд облака локализован на отдельных многочисленных гидрометеорах

(градины, капли, снежинки и т. п.). Наиболее интенсивные процессы заряжения гидрометеоров так или иначе связываются с их переходами в различные агрегатные состояния, а также с захватом ионов, коронированием, с соударением, дроблением и слиянием этих гидрометеоров. В объеме облака разделение гидрометеоров с зарядами различных знаков происходит в результате их различных аэрогидродинамических характеристик (подробнее в разделах), и, как следствие, различной скорости их движения в гравитационном поле Земли. В результате в различных частях облака скапливаются заряды противоположных знаков, и между этими частями возникает электрическое поле, которое может усилить процесс заряжения облака. Это связано с явлением поляризации гидрометеоров в электрическом поле, степень которой пропорциональна напряженности поля.

Избыточный заряд, возникающий на гидрометеорах при их взаимодействии, оказывается зависящим от степени поляризации, а, следовательно, и от напряженности электрического поля. Еще в большей степени от напряженности зависит избыточный заряд, появляющийся вследствие коронирования гидрометеоров. Механизм такого рода исполняет роль положительной обратной связи и в определенных условиях, вероятно, может привести к быстрому лавинообразному накоплению заряда в различных частях облака.

Процессу разделения зарядов в облаке противодействуют турбулентное перемешивание и электрическая проводимость облака. Тем не менее, в грозовом облаке механизмы производства и разделения зарядов, обладая достаточно высокой производительностью, способны восстановить основной заряд облака через 3-5 с после разряда молнии и длительное время удерживать его на уровне нескольких десятков кулон.

Грозовые облака характеризуются мощным вертикальным развитием. Активная часть облака лежит выше нулевой изотермы в области, где существуют гидрометеоры в различных агрегатных состояниях. Основные заряженные области имеют размеры порядка километров, причем центр отрицательных зарядов, которому обязано своим происхождением большинство молний, поражающих землю, в умеренных широтах расположен на высоте около 2-3 км, а центр положительных зарядов - на высоте 4-6 км.

Значения зарядов в основных областях облака (положительной и отрицательной) приблизительно одинаковы. Они сильно варьируют в различных грозовых облаках, среднее значение в умеренных широтах составляет около 25 Кл.

По данным о структуре зарядов можно оценить напряженность электрического поля в грозовом облаке и его окрестностях (*Тверской П.Н.*, 1964, *Чалмерс Дж.Л.*, 1974, *Базелян Э.М.*, 2004, *Кашлева Л.В*, 2008). Остановимся на основных закономерностях.

1. Для облаков со средними параметрами среднюю напряженность электрического поля в промежутке грозовое облако – земля, как правило, превышает 10^4 В/м и заведомо достаточна для продвижения уже возникшего лидера нисходящей молнии. В электрическом поле с такой напряженностью возможно также развитие лидеров восходящих молний. Однако их возбуждение, определяемое степенью усиления поля у вершины заземленных объектов, естественно, будет зависеть от высоты объекта и напряженности поля в месте его расположения. Поэтому для оценки вероятности появления восходящих молний было бы важно поэтому знать статистику основных зарядов и их расположение в грозовых облаках в данной местности.

1. В основной заряженной области облака средняя напряженность электрического поля может быть оценена величиной порядка 10^5 В/м, которая легко вычисляется по

среднему заряду области 25 Кл и среднему радиусу 10^3 м в предположении равномерной плотности распределения заряда. Средние напряженности такой величины наблюдались при самолетном зондировании наружных частей грозовых облаков.

2. В действительности, заряд облака не распределен равномерно. При самолетном зондировании мощных кучевых облаков, перерастающих в грозовые, были обнаружены более мелкие ячейки длиной 50-200 м с различной плотностью и даже с различной полярностью избыточного заряда. Эти ячейки хаотически распределены в облаке и обусловлены, вероятно, ячеистой структурой струйных течений.

Плотность избыточного заряда в отдельных ячейках может быть значительно выше средней. Подобные ячейки несколько больших размеров, до 400— 600 м, наблюдались и в грозовых облаках, причем средняя напряженность электрического поля вблизи ячейки достигала $3 \cdot 10^5$ В/м.

3. Наличием локальных неоднородностей в какой-то степени объясняется возникновение нисходящего лидера в грозовом облаке. Лабораторные исследования показывают, что слабые ионизационные процессы, подобные короне на гидрометеорах, не могут возбудить лидерного процесса, поскольку возникновение канала лидера связано с термоионизацией воздуха и возможно лишь при достаточно большой плотности выделения энергии.

Необходимая плотность энергии обеспечивается только стримерными процессами, которые всегда предшествуют лидеру и требуют для своего возбуждения полей напряженностью порядка $2\text{-}10^6$ В/м на длине по крайней мере в несколько сантиметров.

Микроячейки с очень резким усилением поля должны определенно возникать в грозовом облаке, хотя в настоящее время нет никаких данных ни об их существовании, ни о механизме образования. Можно предположить, что частота возникновения таких «запальных» микроячеек и время их

жизни в значительно большей степени влияют на вероятность возбуждения молнии, чем заряд отдельной ячейки и тем более суммарный заряд основных областей грозового облака. В пользу этого предположения говорит тот факт, что разряды молнии возбуждаются в грозовых облаках с весьма различным зарядом, а такие параметры молнии, как потенциал лидера, амплитуда тока и перенесенный заряд, варьируют в пределах порядков величин.

При развитии нисходящего лидера потребляется заряд грозового облака. Этот заряд сосредоточен на гидрометеорах, а частично существует в виде тяжелых ионов. Можно показать, что естественная проводимость облака не в состоянии обеспечить питание лидера без развития достаточно мощных ионизационных процессов, поставляющих заряды в канал.

Таблица 3.2

Напряженность электрического поля в грозовом облаке и его окрестностях в различных зонах локализации

Зона локализации	ЗначениеНапряженности*E*, В/м	Протяженность зоны
Под Cb	10^4	Несколько километров
Основная заряженная частьCb	10^5	1000м 200-600 м
Ячейки избыточного заряда	$3\cdot10^5$	200-600м
«Запальные» микро-ячейки, в которых возникают	$2\cdot10^6$	Несколько сантиметров

стриммеры		

В таблице 3.2 показано, какие значения может принимать напряженность электрического поля в грозовом облаке и его окрестностях в различных зонах локализации областей с избыточным электрическим зарядом.

Вывод. Как отмечалось выше, грозовые облака очень разнообразны. Для описания гроз в самом общем виде представим перечень необходимых параметров, наблюдаемых в грозовых Cb:

1) Стадия зрелости грозовой ячейки средней интенсивности, когда отмечаются разряды молний, осадки и сильная вертикальная скорость воздушного потока, продолжается 30 минут, в течение которой средний электрический ток (отрицательный заряд переносится на землю) составляет 1А;

2) Первый удар молнии обычно отмечается через 12-20 минут после формирования осадков в ячейке;

3) Основная электрическая структура является диполем, положительный заряд расположен выше отрицательного, вектор диполя в грозе направлен к вертикали под большим углом;

4) Отрицательный заряд расположен между изотермами $-5 \div -25^0$С, основной положительный заряд расположен выше этого слоя, вблизи основания облака существует дополнительный положительный заряд с центром на уровне 0^0С или несколько ниже;

5) быстрое нарастание электрического поля в облаке связано с формированием крупы или града;

6) разряд в облаке начинается, если напряженность электрического поля в нем составляет $E_{макс} \geq 3 \div 4 \cdot 10$ В/м.

3.5.4. Молнии

а. Виды молний.

Молния представляет собой электрический разряд между облаками, отдельными частями одного облака или между облаком и земной поверхностью. Различают следующие виды молний: линейная, плоская, четочная и шаровая молния.

Линейная молния - искровой разряд с разветвлениями, длиной в среднем 2-3 км, но иногда более 20 км; диаметр молнии составляет несколько сантиметров. Это наиболее частый, типичный вид молнии.

Плоская молния – электрический разряд на поверхности облаков, не имеющий линейного характера и состоящий, по-видимому, из светящихся тихих разрядов, испускаемых отдельными гидрометеорами.

Четочная молния – электрический разряд при грозе в виде цепочки из светящихся точек.

Шаровая молния – представляет собой ярко светящийся шар различной окраски и величины (у земной поверхности обычно порядка десятков сантиметров). Появляется после разряда линейной молнии; перемещается в воздухе медленно и бесшумно, может проникать внутрь помещений через щели, трубы; иногда разрывается с оглушительным треском; время существования от нескольких секунд до нескольких минут.

б. Типы и стадии развития линейной молнии

Интерес представляет прежде всего линейная молния, так как во-первых, в подавляющим большинстве случаев во время грозы развиваются именно они, а во-вторых, огромные

заряды переносятся линейными молниями из атмосферы в землю, что в значительной мере определяет действий глобальной электрической цепи Земля-атмосфера. Вопросы возникновения и развития молний рассмотрены в работах Базеляна Э.М., Горина Б.Н., Левитов В.И., Имянитова, Шотланда и др (напр. [3]).

Линейные молнии развиваются между облаком и землей, а также между отдельными облаками и внутри облака. Более полно изучены разряды между облаком и землей, которые являются основной причиной повреждения наземных сооружений.

По направлению развития различают нисходящие и восходящие молнии. Нисходящие молнии возникают в грозовых облаках и развиваются по направлению к земле. Напротив, восходящие молнии возбуждаются у вершин заземленных сооружений и развиваются по направлению к облаку.

Полярность молнии принято определять по знаку заряда, переносимого от облака на землю по ее каналу. Как показывают измерения, большинство молний (80—90%) независимо от их типа, орографии местности и ее географической широты переносят на землю отрицательный заряд.

Отрицательная молния изучена более полно, ее параметры известны с большей достоверностью.

У нисходящей отрицательной молнии обычно выделяются три основные стадии развития: лидерная, главная и финальная.

Во время лидерной стадии, длящейся миллисекунды, происходит пробой промежутка облако - земля за счет постепенного прорастания проводящего высокотемпературного канала молнии (канала лидера), несущего ток в сотни ампер и потенциал в десятки мегавольт. По длине канала лидера распределен электрический заряд величиной до нескольких кулон. (Канал лидера является

плазменным образованием, состояние которого определяется мощностью и энергией, выделяю за счет джоулевых потерь при протекании лидерного тока.)

Когда канал нисходящего лидера замыкается на землю, возбуждается переходный процесс, разряжающий лидер, как заряженную распределенную систему. Этот процесс, похожий в некоторых чертах на короткое замыкание на землю заряженной длинной линии, получил название главной стадии.

Главная стадия сопровождается очень резким увеличением яркости свечения канала, мощным звуковым эффектом (громом) и, что наиболее существенно, протеканием по каналу молнии импульса тока с амплитудой до сотен килоампер и длительностью до сотен микросекунд. Именно с главной стадией связаны наиболее опасные воздействия разряда молнии.

В финальной стадии продолжается перенос заряда к земле по каналу молнии, в основном за счет разрядных явлений в облаках. Процесс идет менее интенсивно, сопровождается током 10 - 10^3 А, который протекает по каналу в течение миллисекунд.

Три перечисленные стадии образуют первую компоненту нисходящей отрицательной молнии. Как правило, разряд молнии не заканчивается на первой компоненте, за ней может следовать несколько так называемых последующих компонент. Каждая последующая компонента состоит из лидерной стадии, вновь заряжающей канал молнии, и главной стадии, его разряжающей. Следом за главной стадией, как и у первой компоненты, может иметь место финальная стадия.

Последующие компоненты используют канал между облаком и землей, оставшийся от первой компоненты. Каждая из компонент, вероятно, возникает в результате вовлечения в процесс разряда новых скоплений зарядов в грозовом облаке - заряженных грозовых ячеек.

Таким образом, траектория молнии между облаком и землей определяется лидерным процессом первой компоненты молнии. Максимальная величина тока и максимальная скорость его нарастания задаются процессами в главной стадии первой или последующей компоненты и обусловливают перенапряжения на изоляции пораженного объекта. Длительный ток в финальной стадии молнии является одной из основных причин термического воздействия молнии.

Первая компонента восходящей отрицательной молнии состоит из лидерной и финальной стадий и не содержит главной стадии, поскольку ее лидер по завершении своего развития соприкасается не с поверхностью земли, а с малопроводящим облаком. Лидер последующих компонент восходящих молний всегда продвигается по направлению к земле, а потому структура этих компонент не отличается от структуры последующих компонент нисходящей молнии.

Полная длительность разряда отрицательной молнии в зависимости от числа компонент и времени пауз между ними может варьироваться от миллисекунд до секунд.

Положительная молния как более редкое явление изучена значительно слабее. Определенно можно выделить лидерную стадию восходящей и нисходящей положительной молнии. Что же касается разделения последующих процессов на главную и финальную стадии, то его не всегда удается произвести. Положительная молния, как правило, однокомпонентная, но заряд, который ею переносится, может значительно превосходить заряд многокомпонентной отрицательной молнии.

Исследования молнии связаны с большими трудностями. Поэтому для формирования представлений о процессах ее развития привлекаются данные о лабораторном искровом разряде, более доступном для исследования. На протяжении долгого времени изучение лабораторной искры и молнии шло параллельно. Например, лидерная стадия была

первоначально обнаружена у молнии, а затем подробно исследована в лабораторных условиях. Подобный подход вполне закономерен, поскольку и длинная искра, и молния относятся к одному и тому же классу газоразрядных явлений.

Современные высоковольтные установки возбуждают искру длиной в десятки метров, содержащую лидерную, главную и финальную стадии. Однако длинная лабораторная искра не должна рассматриваться как полный аналог молнии. Ее отличие от молнии связано не только с разным масштабом явления по разрядным расстояниям и потенциалам. Лабораторная искра большой длины развивается между двумя металлическими электродами, к которым подключен генератор высокого напряжения.

Что же касается промежутка облако - земля, где формируется молния, то он имеет только один проводящий электрод - землю. Роль второго электрода выполняет заряженное облако. Поэтому процессы инициирования нисходящего лидера и начальных этапов его развития нельзя понять, не привлекая сведений о газоразрядных явлениях в облаках.

Иное положение имеет место при рассмотрении лидера, уже вышедшего из облаков и достигшего достаточно большой длины. По отношению к непробитой части промежутка облако - земля проводящий канал лидера можно рассматривать как аналог стержневого высоковольтного электрода с потенциалом, приблизительно равным потенциалу облака, и на этом основании привлекать для описания лидерного процесса молнии некоторые характеристики лидера длинной искры.

Лидер восходящей молнии не связан непосредственно с облаком. Заряд облака влияет на развитие лидера только через электрическое поле, и поэтому безразлично, локализован ли этот заряд на металлической поверхности или распределен в некотором объеме на изолированных друг от друга частицах.

Пока лидер не приблизился к облаку, его со значительно большим основанием, чем нисходящий лидер, можно трактовать как аналог лидера длинной искры.

Если же обратиться к молнии в целом, то в наименьшей степени с явлениями в облаках связана ее главная стадия, поскольку она обусловлена переходным процессом разряда уже сформированного канала лидера. Во всех остальных стадиях заряд облака участвует в процессе непосредственно, хотя и в разной степени. Помимо инициирования нисходящего лидера, процессы в облаках наиболее важны для формирования представлений о финальной стадии молнии, во время которой от облака к земле переносится значительная часть его заряда.

в. Заряды, переносимые молнией.

Заряд молнии переносится на землю импульсами тока главной стадии первой и последующих компонент, а также непрерывным током в паузах между компонентами. У восходящих молний заряд переносится также лидерным током и непрерывным током, разряжающим облако после того, как его достиг восходящий лидер.

Полная длительность вспышки отрицательной молнии, являющейся суммой всех компонент, колеблется от единиц миллисекунд до 1-1,5 с. Средняя длительность вспышки отрицательной молнии близка к 0,2 с и примерно вдвое превосходит среднюю длительность вспышки положительных молний.

Число компонент отрицательных молний варьирует примерно от 1 до 30 и мало зависит от типа молнии. Среднее число компонент нисходящих молний равно 2,6, а восходящих молний – близко к 4. Положительные молнии, как правило, имеют одну компоненту. Паузы между компонентами изменяются от десятков миллисекунд до

десятых долей секунды, средняя длительность паузы равна 0,065 с.

Полный заряд, переносимый вспышками молний всех типов, варьирует примерно от 0,2 до 500 Кл при средней величине заряда около 35 Кл. При этом лишь для слабых молний с зарядом до 1 Кл носителем заряда в основном является импульс тока первой компоненты.

С увеличением мощности молний возрастает доля заряда, переносимого в последующих компонентах и непрерывным током. Количество заряда, протекающего к земле в виде непрерывного тока отрицательных молний, мало зависит от типа молний и лежит в пределах от 0 до 250 Кл при среднем значении 10-20 Кл.

Многокомпонентные молнии выносят заряд из многих грозовых ячеек. При этом подключаемые ячейки образуют цепочку, вытянутую либо горизонтально на длину от нескольких километров до нескольких десятков километров, либо под некоторым углом к горизонту на высоте от 2 до 13 км.

В заключение отметим, что в процессы формирования молнии могут вовлекаться весьма обширные участки грозовых облаков и может реализовываться энергия порядка 10-100 МДж.

г. Характеристики грозовой деятельности, используемые в молниезащите.

Применительно к молниезащите наземных сооружений грозовую деятельность принято характеризовать плотностью разрядов молнии в землю за определенное время. Эта величина, как любой статистический параметр, варьирует тем сильнее, чем меньше период осреднения. Поскольку плотность разрядов молнии сильно изменяется от года к году, по временам года к тем более для отдельных гроз, осреднение проводят по многолетнему периоду наблюдений и оперируют

понятием средней плотности разрядов молний за год. Такой подход оправдан для подавляющего числа наземных сооружений, которые эксплуатируются длительное время и для которых необходимо знать число поражений за весь срок эксплуатации Чаще приходится учитывать сезонность гроз, например в высотном строительстве.

Если представить облако как однородную среду с удельной проводимостью λ и предположить даже симметричное стекание зарядов в основание канала лидера, то при токе лидера $i_Л$ напряженность электрического поля на расстоянии r от основания канала должна быть равна

$$E(r) = \frac{i_л}{4\pi\lambda r^2} \tag{3.8}$$

Даже при величине проводимости $\lambda=10^{-10}$(Ом-м)$^{-1}$, значительно большей указанных выше значений проводимости грозового облака, и токе $i_л=10^2$А, меньшем среднего тока нисходящего лидера, напряженность электрического поля на расстоянии r=200 м будет превышать 2-10^6 кВ/м. Иными словами, весь объем сферы радиусом 200 м должен бы быть ионизован. Можно поэтому не сомневаться, что одновременно с развитием нисходящего лидера молнии в облаке идут достаточно мощные газоразрядные процессы, обеспечивающие освобождение зарядов с гидрометеоров, и их поставку в канал в количестве, необходимом для развития лидера. Аналогичное явление должно иметь место и в финальной стадии молнии, также сопровождающейся большим током.

Оптические наблюдения разряда в облаках, а тем более измерения его электрических параметров крайне затруднены. Не имеется также данных о лабораторных исследованиях механизма разряда, питаемого зарядом, распределенным в дисперсной малопроводящей среде. Если же исходить из

общих соображений о развитии разряда в больших воздушных промежутках, то нельзя себе представить разрядные процессы в облаках иначе, как в виде разветвленных лидеров, зона ионизации которых пронизывает значительную часть объема облака и снимает заряды с гидрометеоров.

Как уже отмечалось, при современном уровне знаний о структуре грозовых облаков и динамике происходящих в них процессов нельзя предсказать частоту возникновения молний из данного облака и тем более оценить параметры молний. Поэтому при решении задач молниезащиты наземных сооружений исходят из факта существования нисходящей молнии, опуская вопрос о ее инициировании в облаках с различными параметрами, и оперируют статистическими данными о числе разрядов молнии в конкретном районе, полученными путем различных наблюдений.

3.5.5. Высотные разряды в атмосфере

Мощным импульсом для изучения грозового электричества в самом конце XX века стали наблюдения разрядных явлений в средней атмосфере, связываемых с грозовыми облаками. Эти разряды фиксируют на высотах 20-100 км, выше абсолютного большинства облаков. Исследованию высотных разрядов в атмосфере посвящены работы Е.А. Мареева, M. Fullekrug, M. Rycroft., В.И Бекряева и др.

В соответствии с современной классификацией [41], высотные разряды подразделяются на четыре основных типа: джеты, спрайты, эльфы и гало.

Джеты представляют собой свечение голубого цвета в форме узкого конуса, стартующего вблизи верхней границы облака и распространяющегося до высоты 25–40 км со скоростью, достигающей 100 км/с. Наряду с такими вспышками иногда наблюдаются «гигантские джеты», достигающие нижней границы ионосферы – около 70 км.

Эльфы представляют собой свечение красного цвета тороидальной формы с горизонтальным масштабом 300–400 км, вспыхивающее примерно через 300 мкс после мощной молнии облако–земля. Продолжительность события составляет сотни микросекунд. Возникает в диапазоне высот 80–100 км.

Спрайт – короткая (длительность составляет от единиц до десятков миллисекунд), яркая объемная вспышка красного цвета, область свечения которой простирается в высотном интервале 50–90 км с поперечным размером десятки километров. Это наиболее часто встречающийся вид разряда в средней атмосфере – по современным оценкам в сутки по всему земному шару происходит несколько тысяч спрайтов. Обычно оптическая вспышка происходит через несколько миллисекунд после положительной молнии облако–земля. Иногда спрайты возникают на удалении до десяти километров по горизонтали от молниевой вспышки. Подчеркнем, что существует почти стопроцентный уровень корреляции спрайтов именно с положительными вспышками, что существенно отличает их от других высотных разрядов. Большинство спрайтов по своему строению напоминают гигантский гриб: нижняя часть (до высоты 70–75 км и в поперечнике 100 км) в виде светящихся вертикально направленных каналов и однородно светящаяся верхняя часть (на высотах более 80 км достигающая в поперечнике 30 км).

Гало – диффузное свечение на высотах 75–85 км. В отличие от спрайтов гало, во-первых, не обладает нижней тонкой структурой, во-вторых, всегда наблюдается непосредственно над облаком молниевого разряда облако–земля.

Физическая причина возникновения спрайтов и гало состоит в следующем. Пороговое поле пробоя воздуха падает в атмосфере с высотой экспоненциально, в то время как возмущения электрического поля, возникающие в момент молниевых вспышек облако–земля, уменьшаются с высотой

медленнее (по степенному закону) и на высоте примерно 75 км превышают пробойное значение.

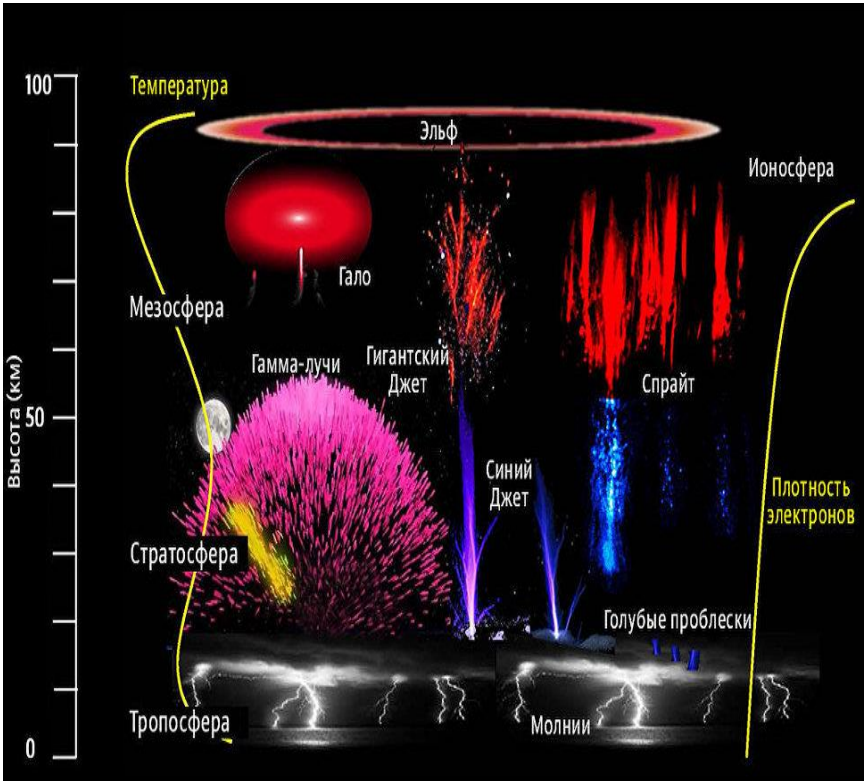


Рисунок 3.10. Высотные разряды в атмосфере

За последнее два десятилетия изучение высотных разрядов в атмосфере превратилось в обширное, интенсивно развивающееся направление атмосферного электричества. И хотя этап накопления данных, характеризующих морфологию этих явлений, пока не завершен, уже можно перейти к

исследованию более тонких особенностей структуры и динамики высотных разрядов.

3.6. Распределение грозовой деятельности по земной поверхности.

Наблюдения над грозами, которые проводятся на метеорологических станциях, до сих пор ограничиваются в основном фиксацией времени появления грозы иногда с субъективной балловой оценкой ее мощности. Результаты этих наблюдений дают некоторое общее представление о суточном, а также годовом ходе гроз и о распределении их по земной поверхности, причем в последнем случае в качестве количественной характеристики берется число дней с грозой за месяц, сезон, год. Такие наблюдения показывают, что наибольшее число дней с грозой отмечается в тропических и экваториальных странах и постепенно убывает к более высоким широтам. Однако ход изолиний одинакового числа дней с грозой оказывается достаточно сложным. Все области с максимальным числом дней и грезой располагаются обычно над континентами; это так называемые *мировые грозовые очаги,* в которых число дней с грозой за год достигает 150-200 [8].

К наиболее интенсивным мировым очагам гроз можно отнести районы Центральной Африки, центральной части Южной Америки, юго-восток Соединенных Штатов Америки (полуостров Флорида), юго-восток Азии.

Над океанами грозоносными являются область Юго-Западной Атлантики у берегов Южной Америки и область в Тихом океане, простирающаяся от 0 до 25° ю. ш. и от 150° в. д. до 135° з. д.

Более детальные карты, составленные для отдельных районов. Ясно показывают зависимость числа гроз от местных условий, выявляя так называемые очаги грозовой

деятельности. В частности, в горных районах наблюдается значительно большее число гроз, хотя и менее мощных, чем в низменных местах.

В пределах Российской Федерации можно указать ряд местных очагов грозовой деятельности. Например, особенно часты грозы на Кавказе, где есть районы, в которых число дней с грозой за год достигает 60; такие же районы выявляются на юго-востоке Европейской территории России.

Статистические подсчеты дают, что в каждый момент грозами охвачено около 0,36% по всей земной поверхности, а число гроз за день на всем земном шаре может быть оценено в 44 000, причем в каждую секунду образуется около 100 молний.

В большинстве мест средних широт северного полушария наибольшее число гроз падает на лето (июнь-июль), а наименьшее на зиму, когда лишь изредка наблюдаются слабые по мощности и кратковременные грозы. Однако в ряде мест большое число гроз приходится не только на лето (июль), но и на зиму (январь-декабрь). Так, довольно много зимних гроз наблюдается в Великобритании, а около Исландии, на океане, наибольшее число гроз всегда отмечается зимой.

По времени суток грозы распределяются так, что более богата ими вторая половина суток, примерно от 13 до 24 часов, причем чаще всего грозы наблюдаются между 15 и 18 часами, реже всего грозы бывают в утренние часы (5-7 часов).

Для всей Земли наименьшее развитие грозовой деятельности по Гринвичу наблюдается в 3-4 час, а наибольшее - в вечерние часы (18-19 час).

3.7. Атмосферики

Атмосфериками (или просто сфериками) называют электрические сигналы, создаваемые радиоволнами,

излучаемыми разрядами молний. Вблизи земной поверхности происходит около 100 разрядов молний в 1 сек. Поэтому в любой точке земного шара можно практически непрерывно регистрировать атмосферики. При радиоприёме на слух атмосферики воспринимаются как шорохи или характерные свисты, создающие атмосферные помехи радиоприёму. Атмосфе́рики представляют собой низкочастотные электромагнитные волны, распространяющиеся в естественном волноводе, образованном ионосферой Земли и её поверхностью. Атмосферики обладают слабым затуханием и могут распространяться на значительные расстояния.

Первым, кто принял атмосферики и понял, что они вызваны молниями, был Попов А.С. (1896). В 1912 году Экклс для объяснения возникновения атмосфериков предположил существование отражающей области в верхней атмосфере. Большой вклад в исследование связи атмосфериков с вызывающими их грозовыми разрядами был сделан японским исследователем Ишикавой (1961).

Поскольку атмосферики принимаются радиоприемниками, настроенными на некоторую определенную частоту, то их излучение отличается от электростатической и индукционной компонент изменения напряженности электрического поля.

Зависимость между вертикальной слагающей электрического поляE_zу земной поверхности и зарядом облака Q выражается соотношением:

$$E_z = \frac{1}{4\pi\varepsilon_0}\frac{2hQ}{r^3} + \frac{1}{4\pi\varepsilon_0}\frac{2}{cr^2}\frac{d}{dt}(hQ) + \frac{1}{4\pi\varepsilon_0}\frac{1}{c^2 r}\frac{d^2}{dt^2}(hQ) \tag{3.9}$$

где h— высота, на которой расположен заряд Q, r— расстояние до него от точки наблюдения и c— скорость света.

Из этого выражения видно, что поле E_z , определяемое воздействием заряда Q, складывается из трех составляющих: 1) электростатического поля, обусловленного зарядом облака (первое слагаемое); 2) индукционной составляющей, обусловленной изменением во времени электрического момента облака - $\frac{dв}{dt}(2hQ)$ и 3) поля электромагнитного излучения, выражаемого третьим слагаемым.

Электростатическая слагающая убывает обратно пропорционально третьей степени расстояния, а индукционная — второй степени, и на больших расстояниях основная роль принадлежит третьей составляющей — электромагнитному излучению молнии. Расчеты и наблюдения показывают, что роль первой слагающей является преобладающей до расстояний r<100км,однако уже при r>500кмосновными становятся электромагнитные колебания в форме кратковременных импульсов, которые получили название атмосфериков. Они проявляются в виде тех атмосферных радиопомех, которые всегда имеют место в радиоприемных устройствах. Иногда эти помехи оказываются настолько значительными, что затрудняют прием даже мощных радиосигналов.

Изучение указанных изменений электрического поля при грозовых разрядах, а особенно атмосфериков позволяет судить о тех атмосферных процессах, с которыми связано их возникновение.

Применяя специальные радиофизические методы наблюдений, можно получить данные о числе приходящих атмосфериков, их интенсивности, направлении прихода, форме электрических колебаний и т. д. При осуществлении непрерывные наблюдения над ними на нескольких приемных пунктах, можно определять положение источника разрядов, а также и следить за перемещением в пространстве вызывающих их грозовых очагов. Очевидно, что такие

наблюдения имеют и большое практическое значение, особенно для авиации и радиосвязи. Источники всех атмосфериков можно разделить на две группы. К первой следует отнести те мировые грозовые очаги, которые указаны в предыдущем параграфе. Вторую группу составляют нерегулярные источники атмосфериков, возникающие лишь в определенные сезоны, месторасположение которых непостоянно и иногда очень быстро изменяется. Сопоставление с процессами, происходящими в атмосфере, показывает, что в основном эти атмосферики тесно связаны с грозовой деятельностью, развивающейся на фронтах. Эта тесная связь с фронтами и грозами на них дает возможность следить издали за процессом формирования и перемещения таких областей.

Длительные систематические наблюдения за атмосфериками позволили установить зависимость их числа и интенсивности от времени суток и сезона. Основной чертой суточного хода является наличие минимума в утренние часы, который четко выявляется всегда и во всех местах, и общее повышение к ночным часам, причем в холодную половину года максимум наступает среди ночи, а летом - после полудня (15-18 час).

Задачи и контрольные вопросы.

1. Перечислите основные механизмы электризации частиц в облаках. Укажите, какие из них являются наиболее мощными. Рассчитайте, каким будет заряд капель осадков в слоистообразном облаке, поляризованных внешним электрическим полем, если толщина облака 2 км, скорость восходящих потоков 0,05 м/с, радиус падающих капель 1000мкм; источниками ионов являются основные ионизаторы атмосферы.

2. Укажите, при каких условиях происходит формированию электрической структуры облака. Дайте определение процесса макроэлектризации облака. Сформулируйте условием гидродинамической устойчивости

облаков. Сопоставьте условия, благоприятные для возникновения устойчивой поляризации облака, и условия, определяющие гидродинамическую устойчивость облака.

3. Максимальная протяженность обложного дождя, выпадающего из облаков теплого фронта As-Ns, в средних широтах достигла в длину (вдоль линии фронта) 2000 км и в ширину 250 км. Общее количество осадков за 180 часов составило 10 мм. Средний радиус капель равен 1 мм, заряд отдельной капли $1{,}1 \cdot 10^{-12}$ Кл. Вычислить количество положительного электричества, перенесенного каплями дождя на всю площадь зоны обложных осадков.

4. Если для упрощения представить электрическую структуру облака двумя точечными и равными друг другу зарядами $Q_в$ и $Q_н$, противоположными по знаку и расположенными друг над другом, то «расстояние реверса», на котором вертикальная составляющая электрического поля облака меняет знак, можно рассчитать по формуле:

$$R^{2/3} = h^{2/3} H^{2/3} (h^{2/3} + H^{2/3})$$

где R – «расстояние реверса» знака поля, H - высота расположения верхнего заряда, h - высота расположения нижнего заряда. Произвести вычисления и заполнить таблицу

$Q_в$, Кл	$Q_н$, Кл	H,км	h, км	R, км	Область, где $E_z>0$	Область, где $Ez>0$
+10	-10	10	5			
-10	+10	10	5			
+10	-10	5	2,5			
+10	-10	10	3			
+10	-10	13	5			
+5	-5	3	2			

5. При различных значениях напряженности электрического поля атмосферы рассчитать скорости движения легких ионов и сравнить ее со скоростью движения воздуха $v_{возд}$, равной 5 м/с. Заполнить таблицу:

k_+, м^2/(В·с)	k_-, м^2/(В·с)	$k_{ср}$, м^2/(В·с)	E, В/м	$v_{ион}$, м/с	$v_{ион}/v_{возд}$	Типич-ные условия	Перенос иона	
							За 1мин	За 10 мин
Легкие ионы								
$1{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$		150					
		$1{,}6\cdot10^{-4}$	10^3					
		$1{,}6\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^4$					
Тяжелые ионы								
		1,6·10	150					
		1,6·10	10^3					
		1,6·10	$5\cdot10^4$					

6. В углах квадрата(1,2,3,4) со сторонами 1 метр расположены заряды q1, q2, q3, q4.

Определить вектор напряженности электрического поля в центре квадрата (точка А) и в серединах каждой из сторон (точки Б, В, Г, Д) для каждого набора q1, q2, q3, q4.

Как проходит линия равных потенциалов в каждой из точек?

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Q1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1
Q2	0	1	-1	1	-1	2	-2	1	2	-3
Q3	-1	1	1	-1	-1	1	1	-1	3	-2
Q4	0	1	-1	-1	1	2	-2	-2	4	4

Глава 4

Глобальная атмосферно-электрическая цепь.

4.1. Слой выравнивания. Квазистационарное электрическое состояние атмосферы.

Кельвин (1860) был первым, кто сделал предположение о существовании в верхних слоях атмосферы проводящего слоя, имеющего непосредственное отношение к явлениям атмосферного электричества. При этом он исходил из того факта, что газы при низких значениях давления начинают вести себя как проводники. Несмотря на то, что это обстоятельство нынче уже не считают истиной причиной существования проводящего слоя, это не снижает ценности столь раннего предположения. Кельвин выдвинул также идею, что земля и этот слой вместе должны вести себя как гигантский конденсатор.

Возрастание проводимости атмосферы с высотой, установленное прямыми измерениями до высоты порядка 30 км, продолжается и на больших высотах. С точки зрения атмосферного электричества, проводящие слои в верхней атмосфере вызывают интерес прежде высокой проводимостью для протекающих токов, в связи с чем вся эта область имеет практически одно и то же значение потенциала. Вполне очевидно, что проводимость ионосферы является достаточно высокой, для того, чтобы обеспечить это условие. (О ионосфере см. Ч.2, гл.1.) В (*Чалмерс, 1974*) показано, что условия эквипотенциальности имеют место уже на высотах около 50 км. Этот уровень является нижней границей ионосферы. Для обозначения этого слоя был введен термин «слой выравнивания». Это позволило определить атмосферное электричество как электрические явления в слое между слоем выравнивания и землей, исключая таким

образом свойства самой ионосферы. Однако в конце 20 века были обнаружены молний в верхние слои атмосферы. И вопрос о вертикальной протяженности и особенностях «слоя выравнивания» требует отдельного анализа с учетом новых обстоятельств.

Нижний уровень «слоя выравнивания» находится под определенным потенциалом, отличным от потенциала земли. Считают, что разность потенциалов между ионосферой и землей изменяется в зависимости от времени года и, по-видимому, от времени суток. Полный заряд на внутренней стороне рассматриваемого в качестве проводника слоя выравнивания равен нулю.

Представляя собой хороший проводник, этот слой действует как совершенный электростатический экран. В связи с этим грозы и другие электрические явления, происходящие в относительной близости от земной поверхности, не могут оказывать влияние на пространство, находящееся в ионосфере, поскольку любые силовые линии от них должны оканчиваться на ее нижней границе. Точно так же, любые заряды, поступающие в ионосферу с наружной стороны, не могут оказывать влияния на пространство внутри них до тех пор, пока эти заряды не проникают сквозь слой выравнивания. Это объясняет, например, почему солнечные пятна, являющиеся источником интенсивного потока электризованных частиц на землю, по существу, оказывают лишь слабое влияния на явления атмосферного электричества, в то время как заметно воздействуют на процессы отражения радиоволн и явления земного магнетизма. С другой стороны, космические лучи, которые действительно способны проникать сквозь всю атмосферу, заметно влияют на процессы в области атмосферного электричества.

В хорошую ясную погоду в атмосфере существует положительный градиент потенциала, так что в этих условиях потенциал возрастает с высотой по отношению к потенциалу земли. В результате во всех зонах атмосферы с «хорошей

погодой» разность между потенциалами ионосферы и земли положительна. И земля, и ионосфера являются хорошими проводниками, в связи с чем внутри каждой из них существует лишь незначительные токи и практически каждая имеет свой постоянный потенциал. Измерения показывают, что истинное значение среднего потенциала слоя выравнивания (V) по отношению к земле составляет около $2.9 \cdot 10^5$ В.

Несмотря на то, что в атмосфере протекает электрический ток и, следовательно, заряды не являются статическими, в неизменных условиях многие из явлений атмосферного электричества проявляют «квазистационарность» за счет того, что выходящие из какой-то области заряды заменяются другими зарядами, приходящими в эту область. Таким образом, характер мгновенного распределения зарядов различные моменты времени остается одним и тем же. Для таких квазистационарных условий (иногда их называют «динамическое равновесие») законы электростатики сохраняют свою справедливость.

Если выполняется условие квазистационарности, то выполняется и условие неразрывности тока. Для простого случая, когда все заряды перемещаются вертикально, это означает, что величина вертикального тока на всех высотах должна быть одной и той же.

При попытках распространить принцип квазистационарности состояния на случай, когда условия не являются неизменными, необходимо проявлять осторожность. После любого изменения условия приходят в новое квазистационарное состояние со скоростью, определяемое временем релаксации. Поэтому для изменений, медленных по сравнению со временем релаксации, условия остаются близкими к квазистационарности в течение всего времени. (Хотя для случаев более быстрых изменений результаты могут оказаться ошибочными.) Кроме того, принцип

квазистационарности может быть использован с целью осреднения результатов за длительный период времени при быстрой смене явлений.

Принципа квазистационарности позволяет использовать закон Ома. Пусть V - потенциал слоя выравнивания по отношению к земле, R - сопротивление атмосферного столба от земли до слоя выравнивания с поперечным сечением 1м^2. В этом случае для атмосферы справедливым будет выражение:

$$i = \frac{V}{R} \tag{4.1}$$

где i - плотность тока проводимости атмосферы.

У поверхности земли вертикальный ток проводимости атмосферы может быть получен по измеренным у земли значениям вертикальной составляющей напряженности электрического поля и проводимости атмосферы.

Отметим, что электрическая активность процессов в атмосфере может быть охарактеризована не только напряженностью электрического поля, но и другими атмосферно-электрическими параметрами: плотностью электрического тока проводимости атмосферы, в результате чего осуществляется перенос положительного заряда на землю, плотностью электрического заряда и концентрацией ионов в атмосфере.

4.2. Концепция ГЭЦ

Вопрос о происхождении электрического поля атмосферы – один из наиболее сложных вопросов в

исследованиях атмосферного электричества. Первые теоретические гипотезы появились в начале 20 века.

Английский исследователь предположил, что грозовые облака поддерживают квазистационарное распределение тока в атмосфере. Выдвинутая Вильсоном гипотеза о грозовом генераторе атмосферного электричества в настоящее время является общепризнанной. Именно она была положена в основу теории Глобальной электрической цепи (ГЭЦ). В соответствии с современной концепцией атмосферного электричества (например, работах Мареева Е.А. и Анисимова С.В. (*Анисимов С.В., Мареев Е.А*. 2008, *WilliamsE., MareevE.* , 2014)), «Глобальная электрическая цепь (ГЭЦ) представляет собой распределенный токовый контур, образованный проводящими слоями ионосферы, верхнего слоя океана и земной коры, с грозовыми генераторами в качестве основных источников электродвижущих сил и невозмущенными областями свободной атмосферы в качестве зон возвратных токов. Таким образом, ГЭЦ представляет собой интегральную систему, включающую и твердую, и жидкую, и газоплазменную геосферные оболочки и занимающую пограничную область между космическим пространством и земными недрами». Изучению ГЭЦ посвящено большое количество теоретических и экспериментальных работ. В соответствии с современной концепцией атмосферного электричества (см. *Мареев, Трахтенгерц,* 2007; *Морозов,* 1991), совокупный заряд, переносимый одновременно молниями всех гроз на земном шаре, заряжает поверхность земли отрицательно. Так как верхняя часть большинства грозовых облаков имеет положительный заряд, потенциал ионосферы также оказывается положительным. При упрощенном описании глобальную электрическую цепь (ГЭЦ) представляют следующим образом. Земная поверхность и ионосфера, обладая высокой проводимостью (на 10—12 порядков выше проводимости воздуха в нижней тропосфере), играют роль обкладок сферического конденсатора,

заряжаемого грозовыми разрядами. Возникающая между обкладками разность потенциалов является причиной формирования электрического поля атмосферы. Физической причиной формирования ГЭЦ в атмосфере служат низкая проводимость воздуха в нижней тропосфере и резкий рост проводимости воздуха с высотой. Одним из важнейших подтверждений концепции ГЭЦ является «унитарная вариация»: наблюдаемая над океанами, в полярных районах и в континентальных областях, удаленных от источников загрязнения, суточная вариация напряженности электрического поля атмосферы $\boldsymbol{E_0}$ в виде простой волны с максимумом, одновременным для всего земного шара около 19 часов UT и минимум около 04 UT. Унитарная вариация служит непосредственным прямым доказательством существования единого генератора атмосферного электрического поля. Количественный анализ суточного распределения молниевых вспышек по поверхности земного шара показал, что период максимальной грозовой активности согласуется максимумом «унитарной вариации». На рисунке 2.1 представлен суточный ход унитарной вариации напряженности электрического поля атмосферы над океанами и в полярных областях; а также изменение площади *S*, занятой грозами (Чалмерс). Некоторые основные параметры ГЭЦ приведены в таблице 3.1.(*Roble, Tzur*, 1986).

Таблица 4.1

Основные параметры ГЭЦ (*Roble, Tzur, 1986*)

Название параметра	**Величина**
Число гроз, действующих одновременно	1500–2000
Токи над грозами:	
а) диапазон изменения величины	а) 0,5–6,0 А,
б) среднее значение	б) 0,5–1,0 А
Глобальный ток	750–2000 А
Ионосферный потенциал:	
а) диапазон изменения величины	а) 150–600 кВ
б) среднее значение	б) 280 кВ
Сопротивление столба атмосферы:	
а) низкие широты (над уровнем моря)	а) $1.3 \cdot 10^{17}$ Ом/м^2
б) высокие широты (над уровнем моря)	б) $3.0 \cdot 10^{17}$ Ом/м^2
с) Тибет и плато Антарктиды	с) $2.0 \cdot 10^{16}$ Ом/м^2
Полное сопротивление с учетом влияния гор	230 Ом
Плотность тока:	
а) заселенные и индустриальные области	а) $1.0 \cdot 10^{-12}$ А/м2
б) растительная поверхность и пустыни	б) $2.4 \cdot 10^{-12}$ А/м2
в) станции Южного полюса	в) $2.5 \cdot 10^{-12}$ А/м2
Градиент потенциала	
а) экватор	а) 120 В/м
б) широта 60°	б) 155 В/м
в) Южный полюс	в) 71 В/м

г) промышленные области	г) 300–500 В/м
Электрическая проводимость атмосферы	
а) уровень моря	а) ~10^{-14} См/м
б) тропопауза	б) 0^{-13} См/м
в) стратопауза	в) ~10^{-10} См/м
г) ионосфера (педерсеновская проводимость) ионосфера (параллельная проводимость)	~10^{-4}–10^{-5} См/м ~10 См/м
Время релаксации электрического заряда	
а) 70 км	а) 10^{-4} с
б) 18 км	б) 4 с
в) 10 м	в) 5-10 мин
г) проводящая земля	г) 10^{-5} с

Основные характеристики ГЭЦ могут служить индикатором стационарного состояния и пространственно-временной динамики атмосферных процессов.

4. 3. Электрические токи в атмосфере.

В атмосфере протекают электрические токи, весьма различные по величине, направлению и охватываемой ими территории. Такими токами являются:

1) вертикальные электрические токи в атмосфере при отсутствии осадков и грозовых явлений:

– конвективные токи, которые можно рассчитывать по формуле $i_{конв}=w\rho$, где w—скорость вертикальных конвективных потоков над исследуемой областью, ρ — плотность объемных зарядов в этой области,

– вертикальный ток проводимости, который можно оценить по уравнению (4.1);

2) токи осадков;

3) токи с острий при высоких значениях напряженности поля;

4) токи молний на земную поверхность и в ионосферу;

5) токи над грозами.

Ток с острий, безусловно, является формой тока проводимости, но удобнее его рассматривать отдельно. Конвективные же токи удобно рассматривать совместно с токами проводимости, поскольку при прямом измерении тока атмосфера-земля эти токи измеряются вместе.

Кроме этих токов, определяющих обмен зарядами между земной поверхностью и атмосферой, следует указать еще горизонтальные токи в проводящих слоях (в земле и в верхних слоях атмосферы) и токи, связанные с переносом объемных зарядов воздушными течениями в горизонтальном направлении, плотность которых определится соотношением $i_г = v\rho$, где v– горизонтальная скорость воздушных течений, а ρ – плотность объемных зарядов.

4.3.1. Токи с острий (тихие разряды)

Во время грозы, а иногда и в тех случаях (снежные и пыльные бури, шквалы, град и т. п.), когда напряженность электрического поля в атмосфере становится особенно большой (порядка 10^5 В/м), нередко наблюдаются особого рода светящиеся разряды, возникающие на остриях и острых углах предметов, возвышающихся над земной поверхностью. Эти разряды наиболее известны под названием огней святого Эльма (см. рисунок 4.1). Чаще всего они наблюдаются в горах на остро выдающихся частях скал, зданий, вершинах деревьев и т. п. Обычно они сопровождаются характерным потрескиванием или шипением. Продолжительность их существования иногда бывает значительной, достигая нередко нескольких часов. Они наблюдаются повсеместно и во все сезоны года, причем в горах чаще всего в летнее время, а в низменных местах во время снежных бурь.

Тихие разряды представляют собой ни что иное как кистевую форму коронного разряда. Такой разряд возникает, когда около электрода (острия) вследствие очень малого радиуса кривизны его поверхности напряженность электрического поля достигает высоких значений, но еще недостаточных для осуществления искрового разряда. В начальной стадии развития коронного разряда, когда напряженность поля еще недостаточна для его развития, около электрода имеет место несамостоятельный разряд, обусловленный движением ионов, образующихся под влиянием обычно действующих в атмосфере ионизаторов. Этот ток чрезвычайно мал и полностью зависит от интенсивности ионообразования и внешне никак не проявляется. При увеличении напряженности поля до некоторого критического значения, определяемого формой электрода и плотностью воздуха, внезапно в непосредственной близости к электроду газ начинает светиться голубоватым цветом и появляется характерное потрескивание и шипение, ток на острие увеличивается до значений порядка микроампера и выше. Усиление тока и свечение является следствием той ионизации и возбуждения газовых молекул и атомов, которое происходит под влиянием электронов, ускоренных сильным полем.

Область свечения газа и ударной ионизации образует корону, размеры которой, как и интенсивность ее свечения, возрастают при дальнейшем увеличении поля, и на фоне общего слабого свечения вокруг острия появляется кистеобразный конус, состоящий из ряда быстро перемежающихся тонких светящихся нитей — возникает кистевой разряд.

Рисунок 4.1. Коронный разряд с острых углов предметов (огни святого Эльма)

При положительном заряде острия (положительная корона) свечение почти равномерно распределяется внутри конуса с углом при вершине (от конца острия) порядка 90°. Электронные лавины в этом случае развиваются от внешней границы короны к острию; малоподвижные же положительные ионы, оставаясь сзади движущихся электронов, создают положительные объемные заряды, ослабляющие поле в непосредственной близости к острию. Вследствие этого корона оказывается сидящей не непосредственно на острие, а на коротком светящемся столбике— стебельке короны. Размеры кисточек по длине нитей достигают иногда 15 *см.* При отрицательной короне развитие стримеров начинается от самого острия и электроны движутся в окружающее острие пространство, где и оседают на молекулах газов, определяя появление здесь отрицательного объемного заряда. Размеры короны в этом случае значительно меньше и она уже, причем длина образующих ее нитей составляет 2—3 *см.* Объемные заряды того же знака, что и знак острия, образующиеся вокруг него, уменьшают поле и, если не рассеиваются в окружающее

пространство, могут привести к потуханию короны; поэтому ток короны не остается неизменным, а непрерывно пульсирует и имеет прерывистый характер.

Наблюдения над токами с острия обычно производятся с помощью гальванометра, включенного между выдвинутым на некоторую высоту изолированным стержнем, на конце которого находится тонкое (платиновое) заземленное острие.

В естественных условиях между величиной тока с острия, напряженностью электрического поля E и скоростью ветра v и наблюдается зависимость вида:

$$i = k(E - C)v \tag{4.2}$$

где k и C — постоянные множители, зависящие от формы и размеров острия, от знака поля и некоторых других параметров. Величина токов с острия обычно составляет несколько микроампер. Уже первые наблюдения показали, что за значительный промежуток времени этими токами переносится к земной поверхности преимущественно (примерно в два раза больше) отрицательный заряд. В связи с важностью этого вопроса были сделаны попытки измерить те токи, которые текут не с искусственного острия, а с тех острий, которые имеются в реальных условиях на земной поверхности, в частности, с тех острий, которые представляют собой деревья, растительность и т. п. Эта сложные и, естественно, весьма приближенные измерения убедительно показали, что величина отрицательного заряда, который приносится к земной поверхности токами, значительно (примерно в десятки раз) превышает те заряды, которые приносятся молниями на землю.

4.3.2.Токи осадков.

Во время падения сквозь облако частицы осадков взаимодействуют с между собой и с облачными частицами. В результате таких взаимодействий происходит заряжение гидрометеоров. Выпадающие из облака частицы осадков несут на себе приобретенный заряд. При падении сквозь подоблачный слой может происходить их перезаряжение. Достигшие поверхности земли заряженные частицы осадков (дождь, снег, град и т.д.) представляют собой ток осадков. Для измерения заряда, переносимого осадками, они улавливаются в соответствующим образом установленный изолированный сосуд, соединенный с электрометром. Этим путем можно определить плотность тока, обусловленного переносом заряженных частиц осадков, и найти заряд, приходящийся на единицу объема выпавшей воды, или каждой из капель, улавливая их отдельно.

На основании наблюдений были отмечены (*Тверской П.Н.*, 1964) следующие закономерности:

1. Во время одного и того же дождя (снегопада) всегда выпадает смесь капелек (снежинок), несущих как положительный, так и отрицательный заряд так и вовсе незаряженных. При этом число положительно заряженных частиц больше числа отрицательно заряженных.
2. Заряд капель варьирует в широких пределах, составляя в среднем для положительных 1,1 10^{-12} Кл, для отрицательных 1,3^{-12} Кл. Особенно велики заряды градин.
3. Различные по характеру осадки отличаются и по своим электрическим характеристикам; наибольший заряд у частиц ливневых (грозовых) осадков; наименьший заряд несут частицы обложных осадков.
4. Заряды капель в одной и той же полосе дождя на разных высотах могут быть различными как по величине, так и по знаку.

5. На пути падения в подоблачном слое знак заряда частиц осадков может измениться на противоположный.

4.3.3.Ток грозовых разрядов.

Как отмечалось в предыдущей главе, полный заряд, переносимый вспышками молний всех типов, варьирует примерно от 0,2 до 500 Кл при средней величине заряда около 35 Кл. При этом лишь для слабых молний с зарядом до 1 Кл носителем заряда в основном является импульс тока первой компоненты. Количество заряда, протекающего к земле в виде непрерывного тока отрицательных молний, мало зависит от типа молний и лежит в пределах от 0 до 250 Кл при среднем значении 10-20 Кл.

Для того, чтобы получить величину суммарного заряда, переносимого грозовыми зарядами на землю в целом, были использованы (*Чалмерс Дж. Л.*, 1974) обобщенные данные наблюдений. Оказалось, что одновременно на земле происходит 1800 гроз. В среднем за время каждой грозы в землю ударяет 60 молний в час, при этом заряд каждой молнии составляет 20 Кл, причем 80% молний несут отрицательный заряд, а 20% – положительный. .Тогда величина среднего тока молнии составляет -0,67 10^{-12} А/м^2 ; что соответствует примерно -20 Кл/км^2 в год.

Вопрос о токах молний в верхние слои атмосферы не исследовался.

4.3.4.Токи над грозами.

Рассматривая грозовое облако как генератор электрического тока, можно говорить о силе тока, им

вырабатываемого (*Мучник В.М.*, 1974). Составляющими тока внутри грозового облака являются: токи проводимости, токи конвективного переноса, токи осадков и токи грозовых разрядов. Если о токах осадков и токах грозовых разрядов имеются некоторые сведения, то о токах проводимости и конвективных токах известно мало. В предположении, что к грозовым облакам применим закон Ома, можно определять ток в облаке по данным о токе проводимости над ним. Для этого при пролете над грозовыми облаками производят измерения напряженности электрического поля атмосферы и проводимость атмосферы. По полученным значениям рассчитывают токи над грозами. В соответствии с результатами измерений (см. таблица 4.1) диапазон изменения токов над грозами составляет 0,5–6,0 А, среднее значение величины 0,5–1,0 А.

4.3.5. Горизонтальные токи.

Существуют токи, переносящие над грозами положительный заряд вертикально вверх, и токи хорошей погоды, переносящие положительный заряд вниз. Следовательно, где-то должны существовать горизонтальные токи, замыкающие цепь. Нижние участки должны быть расположены в земле, а верхние – в атмосфере.

Были проведены исследования (*Чалмерс Дж. Л.*, 1974) для более точного определения горизонтальных токов. Для этого исследовалось изменение ионизиции, вызванной космическими лучами, от высоты, а также был рассчитан уровень, на котором горизонтальные токи достигают наибольшей интенсивности. Расчеты показали, что этот уровень находится между 50 и 65 км.

4.4. Баланс электрических токов в атмосфере

Если рассматривать только вертикальный ток проводимости, направленный в условиях ясной погоды к земной поверхности, то легко показать, что его действием электрическое поле в атмосфере было бы очень быстро ликвидировано.

Действительно, так как

$$\frac{dV}{dh} = -4\pi\sigma ,$$

То

$$\frac{d}{dt}(\frac{dV}{dh}) = -4\pi \frac{d\sigma}{dt} .$$

Но

$$\frac{d\sigma}{dt} = i_{пр} = \lambda \frac{dV}{dh} ,$$

поэтому

$$\frac{d}{dt}(\frac{dV}{dh}) = -4\pi\lambda \frac{dV}{dh} \qquad (4.3)$$

откуда, интегрируя, найдем

$$(\frac{dV}{dh})_t = (\frac{dV}{dh})_0 e^{-4\pi\lambda t} \qquad (4.4)$$

Численно при проводимости атмосферы, характерной для условий хорошей погоды, получим, то уже через 30 минут $(\frac{dV}{dh})_t$ составил бы только 0,01 $(\frac{dV}{dh})_0$.

Однако электрическое поле существует непрерывно, поэтому встает основной вопрос атмосферного электричества: каковы причины, в силу которых постоянно поддерживается электрическое поле в атмосфере. Так как вертикальный ток (плотность $\boldsymbol{i}$=2,9·10^{-12} А/м^2), рассчитанный на всю земную поверхность, дает величину порядка 1600А, то необходимо указать процессы, посредством которых этот ток компенсируется, что проще всего представить в форме такого же по величине, но обратного по направлению тока, текущего от земной поверхности – так называемого противотока.

Сейчас общепризнано, что решение этого вопроса следует искать в явлениях, происходящих в самой атмосфере, а именно в совокупности тех электрических токов, посредством которых осуществляется обмен зарядами между земной поверхностью и атмосферой. Впервые на это указал Вильсон.

Для решения поставленной проблемы при рассмотрении всех выше названных токов, очевидно, следует выяснить вопрос о том, может ли баланс этих токов сводиться к нулю для всей земной поверхности. Если вертикальным током к преобладающей части земной поверхности подводится положительный заряд, то все остальные токи приносят как положительный, так и отрицательный заряд, причем токами разряда с острий и токами молний, как указано выше, преимущественно приносятся отрицательные и притом значительные по величине заряды.

Можно думать, что в те моменты и в тех местах, где развивается грозовая деятельность, токи молний и токи стечения с острий могут компенсировать утечку отрицательного заряда, вызванную током проводимости и

осадками на всей остальной части земной поверхности, в результате чего общий баланс токов может оказаться нулевым. Но проверка этих соображений требует длительных систематических наблюдений на обширной территории. Наблюдения в отдельных пунктах, естественно, будут давать для каждого из них баланс, отличный от нуля, и в одних местах будет преобладать приток положительного, а в других – отрицательного электричества. В качестве примера приведем значения количества электричества в кулонах, приносимое на площадь 1 *км*^{2}за год, полученные для Кэмбриджа (Англия):

Ток проводимости	+ 60 К/ *км*^{2}год
Ток осадков	+ 20 К/ *км*^{2}год
Разряды молний на землю	- 20 К/ *км*^{2}год
Токи с острий	-100 К/ *км*^{2}год
Всего	-40 К/ *км*^{2}год

Эти данные показывают, что основная роль принадлежит токам с острий, что подтверждается и наблюдениями в других местах.

Тот небольшой отрицательный баланс, который имеет место для средних широт, несомненно, должен быть иным в тропиках и, особенно, в районах мировых грозовых очагов. Здесь на континентах число гроз велико, а в связи с этим велик и отток посредством тока молний и тока с острий. В то же время на значительной части земной поверхности - над океанами - ток с острий исключается, и можно предположить, что здесь будет иметь место положительный баланс. В итоге для поверхности всей Земли суммарный баланс, вероятно, окажется равным нулю и тогда указанные четыре процесса можно с полным основанием считать ответственными за

поддержание равновесного состояния электрических токов между земной поверхностью и атмосферой.

Сказанное схематически представлено на рис. 4.1(*Тверской П.Н.*, 1964). В правой части рисунка изображены все области земной поверхности, где нет гроз и где через атмосферу, обладающую сопротивлением*R*, течет ток, слагающийся из тока проводимости и тока осадков, выпадающих здесь. Этот суммарный ток компенсируется токами обратного направления в тех местах земной поверхности, над которыми развивается грозовая деятельность и которые представлены в левой части рисунка. Ток в этих областях слагается из: 1) вертикального тока и тока истечения из острий, имеющихся на земной поверхности; 2) тока молний, ударяющих в землю, и 3) тока осадков, выпадающих здесь. Соотношение между величинами плотности этих токов может быть различно в разные моменты и в разных местах.

Рассмотренные две ветви системы электрических токов в атмосфере замыкаются внизу токами, текущими в земной коре, а вверху токами, протекающими в высоких хорошо проводящих слоях атмосферы, расположенных на высоте немногих десятков километров (как отмечалось, 50–65 км),там, где проводимость достаточна для того, чтобы обеспечить быстрое распределение заряда, полученного в каком-либо районе, на всю земную поверхность.

Ряд исследователей производили расчеты баланса этих токов в среднем для всей Земли. Но пока еще все такие расчеты носят ориентировочный характер.

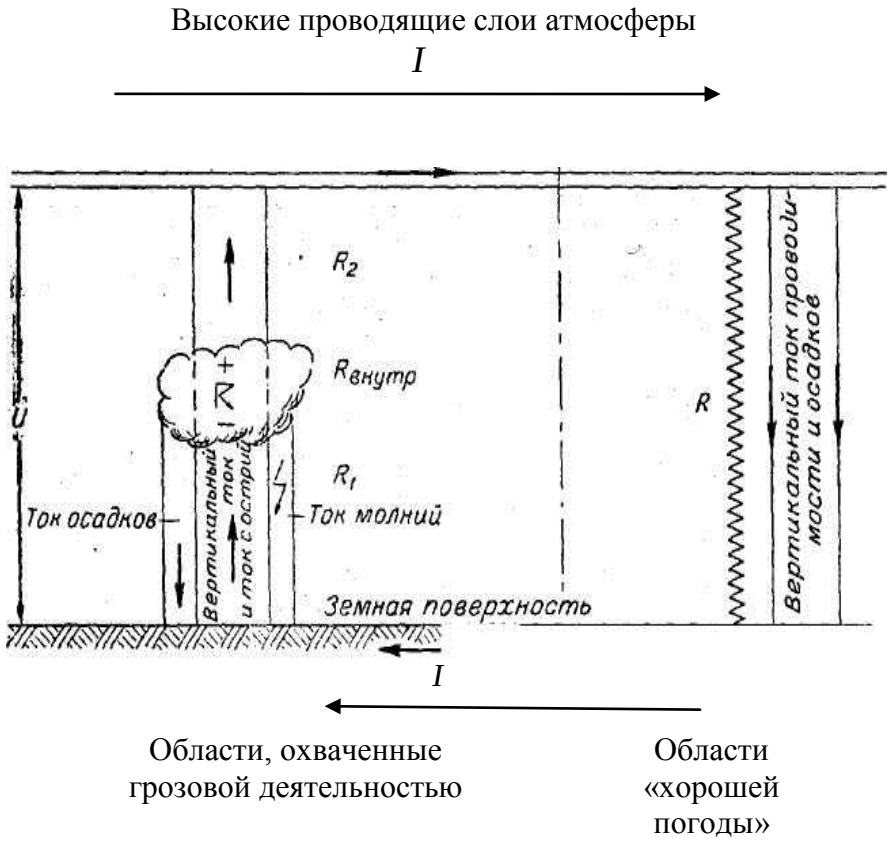


Рис.4.2 Схема Глобальной атмосферно-электрической цепи.

Для вертикального тока проводимости имеются достаточно надежные и обширные данные; для тока осадков величины хотя и менее надежны, но все же они могут использоваться как предварительные. Полнуювеличину плотности тока, рассчитанную на всю земную поверхность, в районах ясной погоды можно оценить примерно в $4 \cdot 10^{-12}$А/м^2, что дает ток порядка 1700–1800 А. Для оценки суммарного тока в областях с грозовой деятельностью нужны данные о

размерах этих областей, числе молний, ударяющих в землю, величине тока молний и тока с острий, значении тока проводимости и тока осадков в этих областях. Таких данных мало, а при большой изменчивости всех этих величин и средние значения их мало
надежны. Однако оценочные данные приводят к числам того же порядка. Так, если принять, что каждый час в землю ударяет 100 000 молний и что каждая молния переносит в среднем 20Кэлектричества, и учесть, что число молний, подводящих к земле отрицательный заряд, примерно в четыре раза больше числа молний, приносящих положительный заряд, то плотность тока молний, распространенного на всю земную поверхность, окажется порядка $-0{,}7\cdot 10^{-12}$ А/м^2. Если принять, что ток с острий вместе с другими указанными токами будет больше в 4–5 раз, как на это указывают некоторые наблюдения, то баланс окажется нулевым (*Тверской П.Н.*, 1964). Для его уточнения нужны дальнейшие наблюдения, но из сказанного совершенно ясно, что грозы следует рассматривать, как основной генератор, поддерживающий систему электрических токов в атмосфере и тем самым поддерживающий существующее в ней электрическое поле.

Большим косвенным подтверждением справедливости изложенных соображений является тот параллелизм, который имеет место между суточным ходом интенсивности грозовой деятельности для всей Земли и унитарной вариацией градиента над океанами, с одной стороны, и суточным ходом атмосфериков, с другой стороны.

Для анализа унитарной вариации градиента потенциала обратимся к следующей схеме (*Тверской П.Н.*, 1964). Вслед за Кельвином представим электрическое поле атмосферы полем плоского конденсатора, одной из пластин которого является земная поверхность, а другой - высокие слои атмосферы (выравнивающий слой), проводимость которых очень велика. Пусть разность потенциалов между пластинами

V. Обозначим полное сопротивление столба атмосферы единичного сечения между пластинами через:

$$R = \int_0^H r dh = \int_0^H \frac{1}{\lambda} dh \qquad (4.5)$$

где H - расстояние между пластинами, а $r = \frac{1}{\lambda}$ - удельное сопротивление атмосферы в рассматриваемой точке.

Тогда между пластинами будет протекать ток, его плотность равна:

$$i = \frac{V}{R} \qquad (4.6)$$

С другой стороны, для величины тока проводимости в некоторой точке атмосферы, где напряженность поля*E,* при отсутствии других источников тока, имеем

$$i_{пр} = E\lambda \qquad (4.7)$$

Приравнивая два последних выражения, получим

$$E\lambda = \frac{V}{R} \qquad (4.8)$$

Откуда, беря логарифмическую производную по времени, найдем

$$\frac{1}{E}\frac{dE}{dt}=\frac{1}{V}\frac{dV}{dt}-\frac{1}{\lambda}\frac{d\lambda}{dt}-\frac{1}{R}\frac{dR}{dt} \qquad (4.9)$$

Выражение (4.9) и позволяет проанализировать причины изменений напряженности поля. Действительно, рассмотрим случай, когда из трех величин: V, Rи λ, две, а именно Rи λ ,остаются во времени неизменными. Тогда, как легко видеть, изменения напряженности поляEбудут определяться изменениями разности потенциалов Vмежду земной поверхностью и выравнивающим слоем, а так как последние очень быстро (за немногие секунды) охватывают весь земной шар и практически происходят одновременно для всей Земли, то и вызванные ими вариации E будут всюду происходить одновременно.

Таким образом, возникает указанный выше унитарный тип вариаций поля, при котором измененияEбудут происходить одновременно и одинаково на всей земной поверхности и будут пропорциональны изменениям V. В общем случае могут изменяться как R, так и λ. Что касается величины сопротивления всего столба воздуха, то в первом приближении в некотором районе его можно считать в течение суток неизменным; поэтому его влияние на правильные суточные изменения поля вообще будет незначительным и им можно пренебречь. Его изменения от места к месту могут объяснить различия в значениях напряженности поля в разных местах (где Rбольше, тамEбудет меньше, и обратно). Если же на некотором ограниченном участке атмосферы изменится λ, то при постоянном Rи Vнапряженность поля изменится в обратном направлении. Таким образом, согласно этой схеме, измененияEбудут определяться изменениями Vи λ. Но данная схема не учитывает влияния на E тех объемных зарядов, которые постоянно имеются в атмосфере и притом их расположение и величина непостоянны во

времени. В действительности полные изменения напряженности поля в какой-либо точке ΔE определяются величиной $(\Delta E)_V$, связанной с изменением V, а также значениями $(\Delta E)_\lambda$ и $(\Delta E)_P$, обусловленными изменениями λ и ρ, что и можно записать в виде

$$\Delta E = (\Delta E)_V + (\Delta E)_\lambda + (\Delta E)_\rho \qquad (4.10)$$

Совершенно очевидно, что роль указанных факторов в разных местах может быть разной. В настоящее время разрабатываются общие модели глобальной атмосферно-электрической цепи, учитывающие разнообразие нестационарных электрических процессов, происходящих в земной атмосфере, в том числе разрядные процессы, токи осадков, коронирующие токи, нестационарный конвективный генератор.

Задачи и контрольные вопросы.

1. Дайте определение слоя выравнивания. На какие сферы разделяет слой выравнивания всю атмосферу. Укажите диапазоны проводимости в каждой сфере. Перечислите основные токи глобальной атмосферно-электрической цепи.

2. Во сколько раз плотность тока адвекции, создаваемого горизонтальным переносом объемных зарядов ветром со скоростью 5 м/с, больше (или меньше) плотности горизонтальной составляющей тока проводимости? Значения градиента потенциала, проводимости и объемного заряда у земной поверхности принять равными 110 В/м, $2{,}5\cdot10^{-14}$ См/м и $2{,}3\cdot10^{-11}$ Кл/м^3.

3. Максимальная скорость стокового ветра на ст. Мирный (Антарктида) в июле достигла 56 м/с. Вычислить плотность адвективного тока при метели, когда за счет трения снежинок о покрытую снегом и льдом поверхность возникал

объемный заряд $5\cdot10^{-8}$ Кл/м^3. Во сколько раз плотность такого тока больше нормального тока проводимости? Определить силу тока, который течет на металлическую крышу площадью 50 м^2, если угол ее наклона к горизонту составляет 45^0 .

4. Максимальная протяженность обложного дождя, выпадающего из облаков теплого фронта As-Ns, в средних широтах достигла в длину (вдоль линии фронта) 2000 км и в ширину 250 км. Общее количество осадков за 180 часов составило 10 мм. Средний радиус капель равен 1 мм, заряд отдельной капли $1{,}1\cdot10^{-12}$ Кл. Вычислить силу и плотность тока, создаваемого во время такого обложного дождя. Сравнить полученное значение тока со средней плотностью тока проводимости. Могут ли эти осадки, связанные с одним лишь теплым фронтом, полностью компенсировать заряд Земли?

5. Средние значения градиента потенциала электрического поля атмосферы и проводимости воздуха у земной поверхности в С.Петербурге летом равны 110 В/м и $2{,}5\cdot10^{-14}$ См/м. Вычислить плотность тока проводимости. Электричество какого знака приносит к Земле ток проводимости? По измерениям в Альпах (высота 3578 м) плотность вертикального тока проводимости равнялась $13{,}3\cdot10^{-12}$ А/м^2, напряженность электрического поля при этом составила 150 В/м. Определить проводимость воздуха и проанализировать причины изменения проводимости и тока с высотой.

6. Ток с острия рассчитывается по формуле, предложенной в работе Дж.Чалмерса

$$I_{остр} = aE_z(v_{ион}^2 + v_{возд}^2)^{1/2}$$

где $a=2\pi\varepsilon_0$. При этом предполагается, что можно принять, что количество острий составляет 800 на 1 км^2. Рассчитать, какое количество электричества Q переносится

током с острий, расположенных под облаком, имеющим радиус $R_{обл}$ за период времени t, если вертикальная составляющая напряженности под облаком у земли составила E_z.Результаты представить в таблице.

$R_{обл}$, км	***T,мин***	***E_z, В/м***	***Знак нижнего заряда облака***	***$I_{остр}$, А***	***Q, Кл***
5	15	-10^3			
5	30	$+10^4$			
5	30	-10^3			
5	60	-10^4			
5	30	$5\cdot10^4$			
2	30	10^4			
1	15	10^4			

6. Согласно оценкам, представленным в [], одновременно на земле происходит 1800 гроз. При этом в среднем за время каждой грозы в землю ударяет 60 молний в час и заряд каждой молнии составляет 20 Кл, причем 80% молний несут отрицательный заряд, а 20% - положительный. При каких условиях на землю переносится положительный, а при каких – отрицательный заряд? Определить величину суммарного заряда, переносимого грозовыми разрядами на землю в целом (за сек, час и год), величину среднего тока молнии и плотность заряда (Кл/км^2 в год), возникающего на земле в результате молниевых разрядов.

Глава 5
Методы и средства измерения атмосферно-электрических характеристик атмосферы и облаков.

В данном разделе кратко представлены основы методов и средств измерений:

- полярной электрической проводимости атмосферы;
- потенциала электрического поля атмосферы и облаков;
- напряженности электрического поля атмосферы и облаков;
- объемного заряда в атмосфере и облаках;
- зарядов на частицах осадков
- координат и других характеристик молний.

Рассмотрены особенности этих измерений при размещении измерительных приборов на самолетах, ракетах, зондах и других носителях.

5.1. Методы и средства для измерения полярной электрической проводимости атмосферы.

Под электрической проводимостью атмосферы понимается способность последней проводить электрический ток. Электрический ток в атмосфере в условиях хорошей погоды переносится положительными и отрицательными атмосферными ионами. Соответственно различают положительную и отрицательную проводимость (электропроводность). Это свойство отражено в названии «полярная проводимость». В общем случае они не равны. Полная, суммарная проводимость атмосферы равна сумме полярных проводимостей.

Проводимость атмосферы обеспечивается, в основном, легкими ионами (см. Глава 1).

Измерение проводимости воздуха осуществляется при помощи цилиндрического аспирационного конденсатора или группы конденсаторов (обычно двух) [Имянитов,1957]. На

одну из обкладок конденсатора подается напряжение, на другой меряется ток проводимости. Вольт-амперная характеристика конденсатора нелинейна и может быть разделена на два участка.

1. Участок малых приложенных напряжений, при котором на обкладки конденсатора осаждается малая часть аэроионов. Этот участок характеризуется близкой к линейной зависимости тока от напряжения за исключением того, что вольт-амперная характеристика обычно не проходит через ноль и ее наклон несколько разный для положительной и отрицательной полярностей. В этом режиме ток аспирации не зависит от скорости воздуха в конденсаторе. Данный режим используется для измерения проводимости воздуха.

2. Участок насыщения, в котором ток аспирации почти не зависит от приложенного напряжения. В этом режиме все легкие ионы (ролью тяжелых ионов в данном случае пренебрежем) осаждаются на обкладки измерительного конденсатора. Если известен расход воздуха через конденсатор, то может быть рассчитана концентрация ионов.

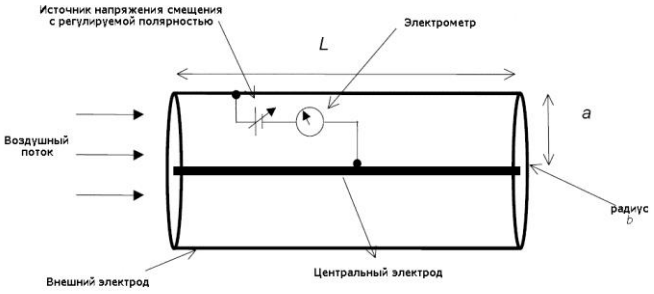


Рисунок 5.1. Схема аспирационного конденсатора

В самолетных приборах обеспечить высокую скорость аспирации не составляет проблемы, поэтому такие приборы строятся по принципу измерения проводимости. В идеальном

приближении (пренебрегаем краевыми эффектами на входе и выходе конденсатора) ток ионов связан с удельной электрической проводимостью воздуха соответствующей полярности следующим соотношением:

$$I_{\pm} = \oint\limits_{S\text{электрода}} j_{\pm} ds = 2\pi r_0 L \lambda_{\pm} E\Big|_{r=r_0} = \frac{2\pi L U}{\ln\left(R/r_0\right)} \lambda_{\pm} \qquad (5.1)$$

Ограничение, связанное с пренебрежением краевыми эффектами на входе и выходе конденсатора не носит принципиального характера и формула (5.7.24) может быть обобщена как

$$I_{\pm} = 4\pi C U \lambda_{\pm} \qquad (5.2)$$

Где С – активная электрическая емкость аспирационного конденсатора.

На рисунке 5.2 приведена типичная вольт-амперная характеристика аспирационного конденсатора.

Информация о полярной проводимости заключена в наклоне правой и левой ветвей вольт-амперной характеристики. Различие наклона говорит о различии проводимостей.

Особенностью измерений является наличие отрицательного тока на собирающем электроде при нулевом напряжении смещения. Величина тока зависит от материала, из которого изготовлен конденсатор и связана с наличием электрохимического потенциала на металлической поверхности.

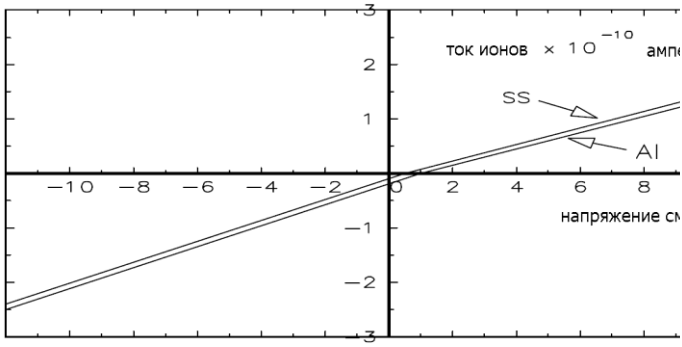


Рис. 5.2. *Типичная вольт-амперная характеристика аспирационного конденсатора. Al – электроды изготовлены из алюминия, SS – электроды изготовлены из нержавеющей стали.*

Ошибки измерения при использовании аспирационного конденсатора связаны с потерей на входе в прибор части ионов одной из полярностей в результате действия электрического поля самолета и электрического поля наружного электрода конденсатора. В разных источниках эта ошибка оценивается от пренебрежимо малой до вносящей ошибку 15-20%. Влияние этого эффекта минимизируется путем выбора места установки прибора и установки охранных колец на входе. Внешний электрод, на который подается напряжение смещения, должен быть заглублен внутрь трубы аспирационного конденсатора на глубину порядка 0.5 ее диаметра. Влияние напряжения смещения может быть оценено как изменение отношения проводимостей при максимальном напряжении смещения. Особого внимания требует оценка данных проводимости измеренная над

грозовыми облаками. Заряд самолета может казать при этом очень сильное воздействие на процесс измерения. В этом случае необходимо принять меры по активному снижению заряда самолета.

Следующая ошибка связана с точностью определения емкости прибора. Ошибка может быть минимизирована путем использования аппаратуры соответствующего класса точности при калибровке прибора. Использование генератора линейно меняющегося напряжения (ГЛИН) позволяет устранить эту проблему и при эксплуатации прибора.

Делая вывод о необходимой конструкции прибора необходимо отметить, что должна быть создана возможность изменять напряжения смещения прибора во время измерения включая фиксированные напряжения и линейно изменяющиеся.

Требования к точности и разрешающей способности измерительной аппаратуры для измерения полярной проводимости атмосферы.

Требования к точности связаны с диапазоном изменений электрической проводимости воздуха на высотах проведения измерений. Вблизи земной поверхности в пределах слоя обмена (0-200 м) характерная величина электропроводности составляет 5-20 фСм/м, далее с высотой электропроводность начинает возрастать по закону, близкому к экспоненциальному:

$$\lambda(z) \cong \lambda_0 \exp(z/\alpha), \qquad a \cong 6.4\,км \tag{5.3}$$

При λ_0 = 20 фСм/м на высоте z = 12 км имеем приблизительно λ = 150 фСм/м, таким образом, проектируемый прибор должен, как минимум, обеспечить предел измерений 200 фСм/м с относительной среднеквадратической погрешностью не более 10%. Целесообразно иметь возможность регулировать диапазон

измерений прибора за счет изменения напряжения аспирационного конденсатора.

Необходимо отметить, что экспоненциальный характер электропроводности нарушается в пограничном слое атмосферы до высоты 2 км. Вблизи поверхности земли наблюдаются широтные изменения λ, связанные с зависимостью интенсивности космических лучей – основного источника ионизации атмосферы – от широты. Имеет место следующее аппроксимационное выражение:

$$\lambda_0(\theta) = \lambda_0\left\{1 + \frac{\Delta F}{2}\left(1 + Cos\left[3(\theta - 30^o)\right]\right)\right\}, \quad 30^o < \theta < 150^o$$

$$\lambda_0(\theta) = \lambda_0(1 + \Delta F), \quad \theta < 30^o, \quad \theta > 150^o$$

$$\theta < 90^o - \overline{\varphi} \quad \textit{в северном полушарии}$$

$$\theta < 90^o + \overline{\varphi} \quad \textit{в южном полушарии}$$

$\overline{\varphi}$ - широта места, ΔF = 0.4, 1;

По всей видимости, подобный широтный ход имеет место и в свободной атмосфере. Приведенные оценки показывают, что для обеспечения измерений электропроводности воздуха в свободной атмосфере со средней скоростью перемещения самолета 300 м/сек удовлетворительным является время отклика прибора и соответствующая периодичность выборки 10-100 сек. С другой стороны, вопрос о характерных величинах и пространственных масштабах изменения электропроводности вблизи грозовых облаков является малоизученным. Поэтому проектируемый прибор следует обеспечить по возможности меньшей (регулируемой) величиной времени отклика. Опыт разработок прошлых лет показал, что предел в 0.5 сек является вполне достижимым. Частота выборки должна быть не менее 5 гц.

5.2. Методы и приборы для измерения потенциала электрического поля атмосферы и облаков.

Как отмечалось в Главе 3, потенциал электрического поля в данной точке (U_A) есть энергетическая характеристика электрического поля. Численно равен работе по перемещению единичного заряда из данной точки в бесконечность или наоборот. Если эта работа не зависит от траектории перемещения, поле называется потенциальным.

Обычно рассматривается разность потенциалов в двух точках пространства. В практике атмосферно-электрических измерений и исследований электрического поля Земли принято рассматривать разности потенциалов данной точки атмосферы и земли, потенциал которой считается нулевым. Для простоты эта разность потенциалов называется потенциалом данной точки атмосферы.

Принцип измерения потенциала электрического поля основан на свойстве металлического тела (коллектора) принимать потенциал той точки электрического поля, в которой он находится. Коллектор размещается на диэлектрическом стержне на нужной высоте над поверхностью земли и измеряется разность потенциалов между коллектором и землей. Этот простой метод осложняется двумя обстоятельствами:

- коллектор приобретает потенциал точки поля, в которой он размещен, не мгновенно, а за некоторое характерное время, определяемое электропроводностью атмосферы в данной точке атмосферы;

$$U(t) = U_A(1 - e^{-lt})$$

- специфика измерений предъявляет очень серьезные требования к внутреннему сопротивлению измерителя разности потенциалов (вольтметров).

Для условий приземных измерений время установления значений потенциала может превышать 10 минут, что является неприемлемым для решений большинства задач. Снижение этого времени обеспечивается дополнительными локальными источниками ионизации в точке расположения коллектора. Обычно используются радиоактивные источники ионизации. При этом возникают дополнительные трудности, связанные с хранением и использованием радиоактивных веществ.

Высокие внутренние сопротивления обеспечиваются использованием приборов основанных на принципах электростатики, так называемых электростатических вольтметров. При использовании приборов этих систем возникают проблемы автоматизации измерений.

Представленный метод измерений потенциала до недавнего времени использовался на сети атмосферно - электрических станций (САЭС) (Иркутск), и по нему определялась напряженность электрического поля. В настоящее время, вследствие указанных проблем, это метод получения напряженности через измерение потенциала не используется на сети САЭС, но может быть использован в экспедиционных условиях при отсутствии электроснабжения.

5.3. Методы и приборы для измерения напряженности электрического поля атмосферы и облаков.

Принцип действия прибора для измерения напряженности электрического поля и обоснование режима измерения.

Прибор для измерения напряженности электрического поля (ПНП), также называемый электростатическим флюксметром или генерирующим вольтметром, измеряет

напряженность электрического поля путем измерения индуцированного механическим модулятором заряда, потенциала или тока индуцированного заряда на изолированном металлическом электроде [Имянитов, 1957]. Наиболее распространенная схема измерительного прибора используемого для наземных и самолетных исследований приведена на рисунке 5.3.

Измерительный электрод периодически экспонируется в электрическом поле или экранируется от него вращающимся затвором. Заряд q_s индуцируемый на измерительном электроде, и ток i_s текущий между измерительным электродом и землей пропорциональны напряженности электрического поля E нормальной по направлению к электроду:

$$q_s(t) = \varepsilon_0 E a_s(t) \quad \text{и} \qquad i_s(t) = \varepsilon_0 E \frac{da_s(t)}{dt}$$

где ε_0 -- диэлектрическая константа,

$a_s(t)$ -- эффективная площадь экспонирования электрода в момент времени t.

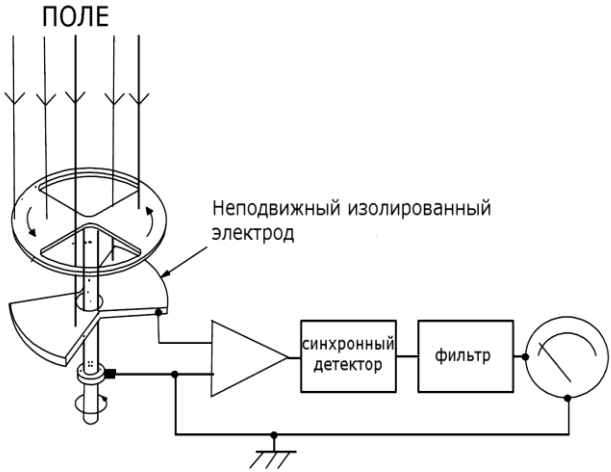


Рисунок 5.3. Упрощенная схема прибора для измерения напряженности электрического поля.

Рассмотрим случай, когда эффективная площадь экспонирования $a_s(t)$ меняется во времени по гармоническому закону:

$$a_s(t) = \frac{A}{2}(1 + \sin \omega t) \tag{5.6}$$

Подставляя эту зависимость в уравнение (1) получим:

$$q_s(t) = \frac{\varepsilon_0 EA}{2}(1 + \sin \omega t) \tag{5.7}$$

$$i_s(t) = \frac{\varepsilon_0 EA\omega}{2} \cos \omega t \tag{5.8}$$

Напряжение V_s, которое создает ток i_s на нагрузке имеющей импеданс z определяется соотношением

$$V_s = i_s z \tag{5.9}$$

Импеданс нагрузки образован параллельно соединенными емкостным и резистивным сопротивлениями и имеет абсолютное значение:

$$z = \frac{R}{\sqrt{\omega^2 C^2 R^2 + 1}} \tag{5.10}$$

Подставляя значение z в уравнение (5) получим

$$V_s = \frac{\varepsilon_0 E A \omega R}{2\sqrt{\omega^2 C^2 R^2 + 1}} \cos \omega t \tag{5.11}$$

Практически интересным является электрометрический режим, в котором сопротивление нагрузки настолько велико, что выполняется условие:

$$\omega^2 C^2 R^2 >> 1, \text{ тогда } V = \frac{\varepsilon_0 E A}{2C} \tag{5.12}$$

В электрометрическом режиме измеряемое напряжение зависит только от напряженности поля и геометрических параметров датчика: площади измерительной пластины и собственной емкости датчика. Этот режим может обеспечить высокую точность измерения при условии контроля высокого входного сопротивления прибора.

Поскольку обеспечение большого входного сопротивления прибора в условиях высокой влажности и осадков является сложной задачей, то был предложен метод измерения тока цепи замыкающей измерительный электрод на землю. Этот ток может быть оценен в соответствии с уравнением (5.8). В этом случае сигнал не зависит от входной емкости прибора, но прямо пропорционален напряженности поля и частоте вращения ротора. Если обороты двигателя не

стабилизированы с высокой точностью, то появляется дополнительная погрешность измерения связанная с отклонением частоты вращения от номинального значения.

Наиболее правильным режимом измерения, на наш взгляд является режим измерения заряда, индуцированного на измерительном электроде. В соответствии с формулой (5.5) этот заряд пропорционален напряженности электрического поля и площади измерительного электрода и не зависит ни от входного сопротивления, ни от входной емкости, ни от частоты вращения ротора. Измерение заряда может осуществляться путем интегрирования тока индукции. Необходимыми условиями корректности процесса интегрирования являются качественные характеристики операционного усилителя и параметры RC цепи интегрирования. Эти параметры не зависят от условий измерения (температуры, влажности), что делает этот режим наиболее привлекательным.

Конструкция модулятора электрического поля

Вращающаяся лопасти измерителя напряженности электрического поля осуществляет механическую модуляцию статического электрического поля и создают пропорциональный полю переменный во времени индуцированный заряд. Необходимыми элементами модулятора являются:

(а) чувствительный электрод или электроды,

(б) стабильная платформа или основание, на котором установлен измерительный электрод,

(в) изоляторы, электрически отделяющие измерительный электрод от основания,

(г) вращающийся экранирующий электрод (ротор),

(д) мотор, приводящий в движение экранирующий электрод;

(е) Для уменьшения влияния осадков и прочих загрязнений применяется охранное кольцо, внутри которого находятся измерительный электрод;

(ж) дренажное отверстие или система отверстий для удаления

осадков попавших внутрь прибора.
Для работы синхронного детектора на валу двигателя устанавливается:
(з) диск, идентичный по форме ротору модулятора;
(и) датчик положения модулятора.
(к) Щеточный узел, необходимый для выравнивания электрического потенциала вращающегося ротора с потенциалом основания прибора.

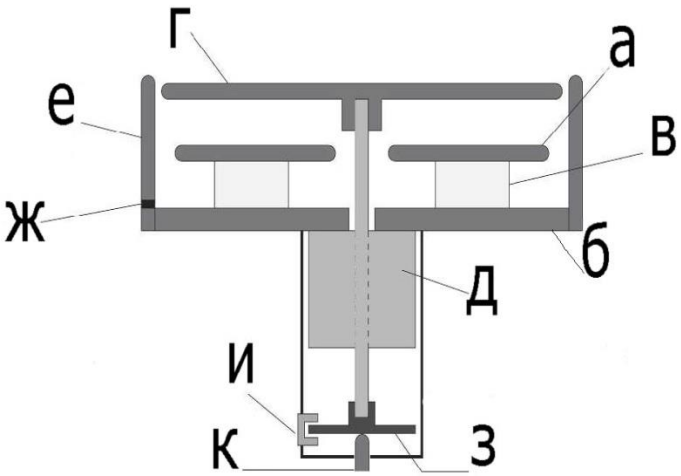


Рисунок 5.4. Основные элементы конструкции датчика измерения напряженности электрического поля.

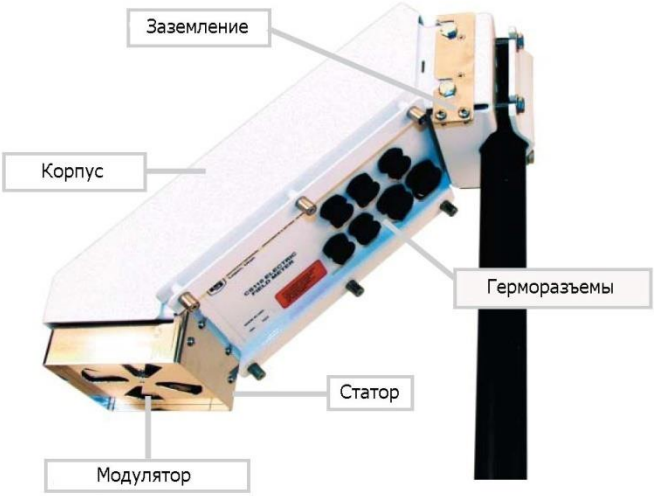


Рисунок 5.5. Внешний вид прибора CS110.

Рисунок 5.6. Внешний вид самолетного измерителя напряженности электрического поля конструкции NASA

Рисунок 5.7. Размещение прибора для измерения напряженности электрического поля на сети атмосферно-электрических станций (п. Воейково).

Рисунок 5.8. Размещение прибора для измерения полярных электрических проводимостей на сети атмосферно-электрических станций (п. Воейково).

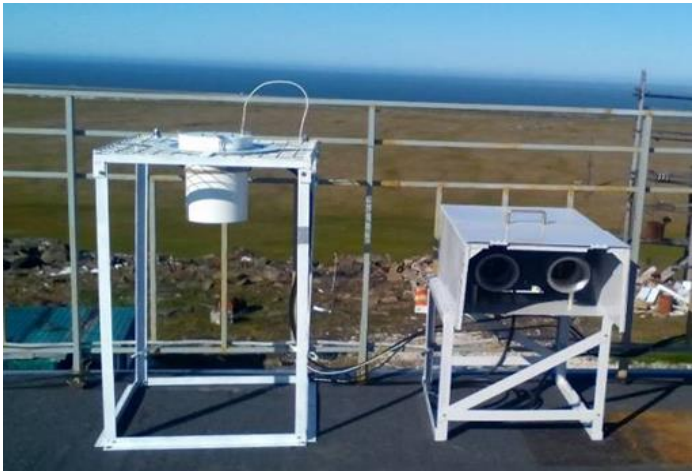


Рисунок 5.9. Размещение приборов для измерения напряженности электрического поля и полярных электрических проводимостей на сети атмосферно-электрических станций (п. Тикси).

5.4. Методы и приборы для измерения объемного заряда в атмосфере и облаках.

В 80-х годах прошлого столетия в ГГО был разработан опытный макет самолетного прибора для измерения плотности объемного заряда, основанный на измерении напряженности электрического поля, создаваемой этим объемным зарядом. Прибор представлял собой цилиндрический ротационный флюксметр, измеряющий радиальную напряженность электрического поля внутри себя. Конструктивно прибор был выполнен в виде цилиндра, ось которого направлена по направлению полета. При этом вращающийся экранирующий электрод, выполненный в виде металлического цилиндра с прорезями, имел несколько меньший диаметр, чем аналогичный измерительный электрод. Прибор прошел предварительные летные испытания, которые не были завершены.

5.5. Методы и приборы для измерения зарядов на частицах осадков.

Размеры частиц облаков и осадков в настоящее время измеряются в основном оптическими методами. Либо по ослаблению света для мелких частиц, либо по размеру тени на светочувствительной матрице. Используя этот метод отслеживания траектории движения частиц в известном электростатическом поле, оцениваются одновременно размеры и заряды на частицах. Кроме того, заряды измеряются либо с помощью индукционных колец, по импульсу тока при пролете заряженной частицы сквозь это кольцо, либо коллекторными методами.

5.6. Особенности измерений электрических характеристик атмосферы с борта самолета и других летательных аппаратов.

5.6.1. Особенности измерений электрического поля атмосферы и облаковсборта самолета и других летательных аппаратов.

Как отмечалось выше, способ установки прибора для измерения напряженности электрического поля (ПНП) существенно влияет на величину измеряемого поля. Прибор и средства крепления искажают измеряемое поле. Самолеты и другие носители приборов ПНП, как металлические тела сложной формы, также существенно изменяют значения поля в местах расположения приборов ПНП даже в условиях безоблачной атмосферы.. Кроме того, самолеты могут иметь собственный электрический заряд, создающий в местах установки датчиков электрические поля до 15 000 В/м. Требуется разработка специальной методики измерения напряженности электрического поля (Е) с использованием

самолетов в качестве носителей приборов ПНП [*Имянитов*, 1959, *Михайловский*, 2014]. Существующая методика основана на двух допущениях:

- поверхность фюзеляжа самолета эквипотенциальна;
- измеряемое электрическое поле однородно.

В этом случае существует классический метод определения вектора напряженности электрического поля атмосферы$\boldsymbol{E}$в ортогональной системе координат, связанной с самолетом, и заряда самолета Q на основе данных измерений четырех датчиков напряженности электрического поля [Имянитов, 1959]. Датчики должны располагаться сверху, снизу, сбоку и в хвосте самолета таким образом, чтобы их измерительные пластины были ортогональны соответствующей компоненте электрического поля. В случае если датчики установлены на пересечениях электрических нейтралей самолета, каждый датчик будет регистрировать сигнал пропорциональный заряду самолета и соответствующей компоненте электрического поля. (Электрическая нейтраль – это линия, на которой индуцированный заряд компоненты электрического поля x, y, z обращается в ноль). Заряд самолета Q и вертикальную составляющую электрического поля атмосферы E_z можно определить по верхним и нижним датчикам по формулам:

$$Q = -\left(cE_b + dE_H\right), \tag{5.13}$$

$$E_z = aE_b - bE_H\,. \tag{5.14}$$

где E_b, E_H, – показания каналов ПНП верхнего и нижнего датчика соответственно; a, b,c,d,e,f,j,h– коэффициенты, которые, в свою очередь, можно рассчитать, зная коэффициенты искажения $k_E^B, k_Q^B, k_E^H, k_Q^H$ из модельных измерений. Остальные компоненты вектора напряженности электрического поля определяются по формулам

$$E_x = eE_t - fQ \tag{5.15}$$

$$E_y = jE_s - hQ\,. \tag{5.16}$$

В случае реального самолета практически невозможно расположить датчики в точках пересечения нейтралей, поэтому показания датчика напряженности поля установленного на самолете в точке *i* будут зависеть от заряда самолета и всех трех компонент электрического поля:

$$E_i^* = a_{ix}E_x + a_{iy}E_y + a_{iz}E_z - a_{iq}Q\,. \tag{5.17}$$

Коэффициенты локального искажения поля *a*могут быть определены или расчетным путем, или по результатам исследования модели самолета помещенной в электрическое поле конденсатора. Для решения уравнения (2.7.3) требуется, как минимум, измерения *E** в четырех точках.

Для всех датчиков уравнение может быть записано в векторной форме $E^* = AE$, где *A* – матрица коэффициентов искажения поля (коэффициентов формы), *E* – вектор напряженности электрического поля атмосферы, *E** -- вектор показаний датчиков.

Вычисление вектора электрического поля атмосферы связано с решением уравнения $E^* = AE$ относительно *E*.

Общее решение в матричной формулировке будет иметь вид:

$$E = CE^*. \tag{5.18}$$

Где *C* – инвертированная матрица коэффициентов искажения.

В описанной задаче, однако, остались неопределенными две проблемы. Первая проблема связана с тем, что измерения электрического поля происходят с некоторой погрешностью, зависящей от свойств измерительного прибора и условий измерения. Решение (5.18) хотя и позволяет получить формальное решение для случая четырех датчиков, не дает никакой информации о точности вычисленной величины. Если на самолете будет установлено большее количество датчиков, то уравнение (5.18) станет информационно избыточным, и его можно будет решать специальными методами, позволяющими определить вектор напряженности электрического поля и оценить ошибку его определения. Необходимо установить не менее шести – восьми датчиков. В случае установки шести датчиков можно будет оценить ошибку определения заряда и абсолютной величины напряженности поля, а при установке восьми датчиков – ошибку определения заряда и ошибку определения вектора напряженности электрического поля.

Вторая проблема связана с определением величин коэффициентов искажения электрического поля атмосферы в месте установки датчиков. Эта процедура называется также калибровкой самолета как измерительного прибора. Классическое решение задачи связано с измерением распределения индуцированного заряда на поверхности проводящей модели самолета помещенного в однородное электрическое поле.

Схема эксперимента приведена на рисунке 5.9.

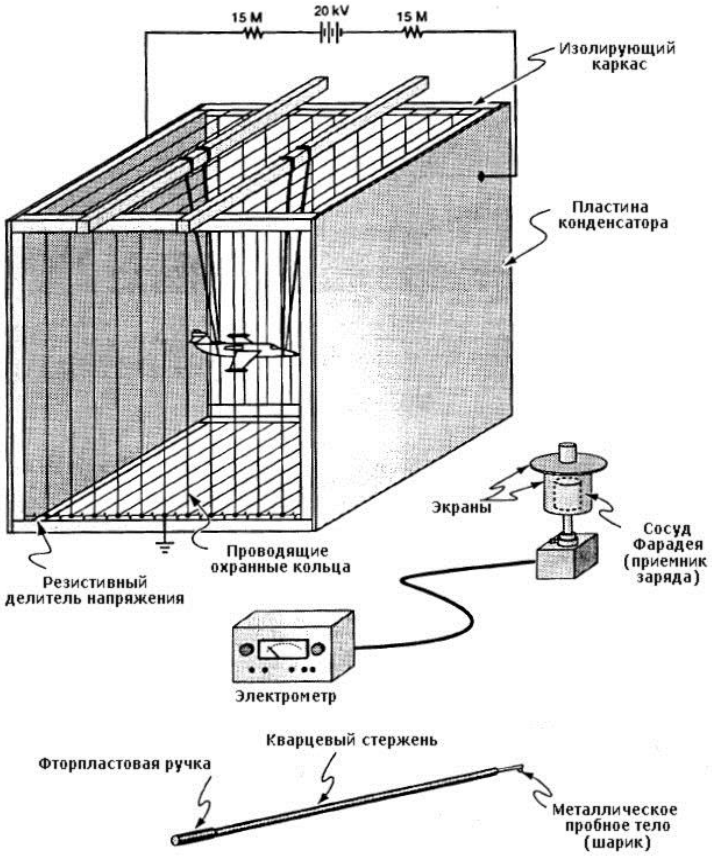


Рис. 5.9. Схема проведения измерений коэффициентов искажения на модели самолета.

Проводящая металлическая модель самолета помещается в однородное электрическое поле конденсатора. Плотность поверхностного заряда в точке *i* измеряется пробным телом (металлическим шариком). Пробное тело закрепляется на диэлектрическом стержне. Перед измерением пробное тело разряжается при помощи радиоактивного

источника ионов или от источника ионов от пламени спиртовки (на рисунке не показаны) в месте свободном от электрических полей. После касания модели самолета в заданной точке переданный на пробное тело заряд измеряется электрометром. Коэффициент искажения a_i, равный по определению отношению напряженности поля в точке i к напряженности поля в невозмущенном пространстве и, соответственно, равный отношению индуцированной плотности заряда q_i к плотности индуцированного заряда в невозмущенном пространстве.

$$a_i = \frac{E_i}{E_0} = \frac{q_i}{q_0}. \qquad (5.19)$$

Основным недостатком данной технологии является невысокая точность определения коэффициентов искажения, погрешность составляет величину порядка 15% и выше. Также известны попытки проводить модельные измерения в ванне с электролитом и диэлектрической моделью самолета. Однако, из-за проблем с электролизом и выделением пузырьков газа, точность этого метода была еще ниже. Тем не менее, метод определения коэффициентов искажения по масштабным моделям оставался основным до середины девяностых годов.

В настоящее время для определения коэффициентов искажения начали использовать компьютерные расчеты электрического поля [Торгунаков, 2017]. Построение моделей осуществлялось в программе комплексного моделирования электромагнитного поля при разработке и анализе 3D/2D-систем Maxwell. Работа программы основана на методе конечных элементов, программа может производить расчет электрических полей, электромагнитных полей, меняющихся по частоте и времени. С помощью решателя ElectrostaticSolver в программе Maxwell решается трехмерное

дифференциальное уравнение Пуассона в частных производных для неизвестного электрического потенциала Ф с соответствующими граничными условиями:

$$\nabla \cdot \left(\varepsilon_r \cdot \varepsilon_0 \nabla \Phi \right) = -\rho_v \tag{5.20}$$

где $\Phi(x, y, z)$– электрический потенциал;

$\varepsilon_r(x, y, z)$– относительная диэлектрическая проницаемость;

ε_0 – диэлектрическая проницаемость вакуума;

$\rho_v(x, y, z)$ – объемная плотность электрического заряда.

При разработке моделей были приняты следующие допущения: все объекты являются стационарными, электромагнитные величины не изменяются во времени, нет токов в проводниках. Проводники полагались идеальными и эквипотенциальными. Моделируемый объект (самолет) задавался объемной моделью равномерно заряженного металлического тела, изготовленного из алюминия. Модель самолета должна быть изготовлена заранее, например, с помощью системы автоматизированного проектирования или программы трехмерного моделирования. Авторами для этих целей использовался программный пакет SolidWorks. Граничные условия задавались электрическими потенциалами на границах модельной области.

После того, как электрический потенциал во всей модельной области рассчитывается путем решения вышеупомянутого дифференциального уравнения второго порядка, вектор напряженности электрического поля $\vec{E}$ вычисляется следующим образом:

$$\vec{E} = -\nabla\Phi, \qquad (5.21)$$

Рисунок 5.10. Размещение датчиков приборов для измерения напряженности электрического поля (СПНП) на фюзеляже самолета-метеолаборатории ЯК-42 «Росгидромет».

Новые подходы в методах получения коэффициентов искажения поля стали возможны после увеличения количества установленных на самолет датчиков в количестве более четырех. Вместо модели самолета использовался реальный самолет, помещенный в «известное» поле хорошей погоды. Идея метода заключается в том, чтобы используя вектор измеренных датчиками локальных напряженностей, связанных с напряженностью поля атмосферы соотношением $E^* = AE$ найти способ «инвертирования» матрицы коэффициентов искажения A в матрицу коэффициентов искажения C позволяющую вычислить напряженность электрического плоя атмосферы в соответствии с зависимостью (5.18). Известно несколько способов решения

этой задачи, более детально этот вопрос представлен в [*Михайловский Ю.П.*, 2014].

Требования к точности приборов.

Анализ обратных задач по восстановлению внутренней электрической структуры облаков установил требования к точности измерения вектора напряженности электрического поля атмосферы на уровне 7%.

Калибровка самолета в условиях поля хорошей погоды выдвигает повышенные требования к чувствительности прибора и стабильности нуля.

Заряд самолета увеличивает погрешность измерения. Необходимо использовать компенсатор заряда самолета и добиваться того, чтобы поле заряда самолета не превосходило поля хорошей погоды.

5.6.2. **Особенности измерений электрической проводимостисборта самолета и других летательных аппаратов.**

Ошибки измерения при использовании аспирационного конденсатора на самолете могут быть связаны с потерей на входе в прибор части ионов одной из полярностей в результате действия электрического поля самолета и изменением скоростей полета самолета. В разных источниках эта ошибка оценивается от пренебрежимо малой до вносящей ошибку 15-20%. Влияние этого эффекта минимизируется путем выбора места установки прибора и методическими требованиями сохранения воздушной скорости при измерениях. Особого внимания требует оценка данных проводимости измеренная над грозовыми облаками. Заряд самолета может оказать при этом очень сильное воздействие на процесс измерения. В этом случае необходимо принять меры по активному снижению заряда самолета с использованием активного компенсатора.

5.6.3. Методы регулирования электрического заряда самолета.

Собственный заряд самолета при полете самолета вне облаков и осадков создается за счет работы двигателей, т.н. «двигательная электризация». Остатки горения частиц топлива заряжаются одним знаком, а самолет другим.

На самолетах имеются так называемые «штатные пассивные разрядники». Они представляют из себя маленькие пучки сталистых проволочек, «острий», и располагаются обычно в местах наибольшего усиления электрического поля, на концах крыльев, на киле, на хвосте. Эти острия электрически соединены с фюзеляжем самолета и когда напряженность поля в точке (точках) их установки достигает критической, с острий начинает течь ток коронирования, который и сбрасывает заряд с корпуса самолета. Как только напряженность в точках их установки становится меньше критической – ток прекращается.

Опыт эксплуатации самолетов-лабораторий «Циклон» АН-12 и ИЛ-18 показал, что в установившемся режиме на высотах до 6 км эти самолеты имеют заряд, создающий на фюзеляже в местах установки датчиков поле порядка 10 000 В/м. Такой высокий уровень заряжения самолета делал практически невозможным измерения полей меньших 100 В/м, хотя сами СПНП, которыми были оборудованы самолеты, позволяли измерять поля порядка единиц В/м.

Для решения проблемы было предложено устанавливать на борту активные компенсаторы заряда самолета. Эти приборы представляют из себя высоковольтные источники напряжения. Это напряжение, выбранной полярности, подается на одно или два острия, находящиеся вне корпуса в потоке воздуха. При увеличении напряжения на острие выше критического возникают токи коронирования соответствующего знака. Таким образом, можно не только

компенсировать токи «двигательной зарядки», но и заряжать самолет зарядом противоположного знака (режим перекомпенсации). На активных компенсаторах (АК), устанавливаемых на самолетах «Циклон», напряжение регулировалось вручную от нуля доплюс-минус 8 кВ. При этом были возможны проблемы с компенсацией заряда на малых высотах. В АК, устанавливаемых на ЯК-42, напряжение увеличено до 15 кВ.

5.7. Методы и средства определения координат и других характеристик молний.

Решение задачи определения местоположения грозовых очагов и отдельных молний является сложной научно-технической проблемой и требует комплексного рассмотрения целого ряда вопросов [Кононов и др., 1986, Александров, 2001, Аджиев и др, 2013].

Во-первых, необходимо иметь достаточно четкое представление о характере молниевых разрядов как источников электромагнитного излучения. Учитывая большое разнообразие видов и форм молний, существование значительных различий закономерностей развития молнии на каждой стадии ее развития остро стоит вопрос о моделях молнии.

Во-вторых, необходимо знать основные особенности трансформации электромагнитного излучения при распространении над земной поверхностью на различные расстояния. Большой круг вопросов связан с отысканием конкретных способов обработки регистрируемых антеннами сигналов с целью извлечения информации о координатах источника излучения и созданием автономных устройств, обладающих достаточной для практических и исследовательских целей точностью, надежностью, быстродействием, удобством представления информации в виде, пригодном для последующей обработки и хранения.

При этом необходимо различать понятия «грозовой очаг», «молния» (flash) и «разряды» (strokes). Под молнией авторы понимают совокупность последовательных разрядов (компонент) (от 1 до 15, среднее значение около 3), объединяемых общим ионизованным каналом (см. Главу 4).

Грозовой очаг может быть обнаружен по косвенным критериям с помощью метеорологических локаторов (МРЛ). Для обнаружения отдельных молний МРЛ не предназначен.

Начиная с 30-х годов, в качестве модели молниевых разрядов как источников электромагнитного радиоизлучения используется точечный электрический диполь. Учитывая нелинейность и значительную протяженность сильноточных компонент молниевых вспышек (обратных ударов), достигающую нескольких километров, применимость такой модели для расчета ближних полей и разработки методов и средств пассивной локации их источников не представляется очевидной. Среди различных типов моделей упомянутых разрядов, классификация и обсуждение которых приводится в работе [Rakov, Uman, 2006], следует выделить класс так называемых "инженерных" моделей. В них разряд описывается нестационарной волной тока, возбуждаемой в основании молниевого канала и распространяющегося вдоль него с постоянной или переменной скоростью.

$$E_z(D,t) = -\frac{1}{4\pi\varepsilon_0}\left(\frac{M}{D^3} + \frac{1}{cD^2}\frac{dM}{dt} + \frac{1}{c^2 D}\frac{d^2 M}{dt^2}\right), \quad 5.22$$

$$B_\varphi(D,t) = \frac{\mu_0}{4\pi}\left(\frac{1}{D^2}\frac{dM}{dt} + \frac{1}{cD}\frac{d^2 M}{dt^2}\right) \quad 5.23$$

$$M = 2\int_0^H \rho(t - D/c) z dz \quad 5.24$$

Исторически первыми радиотехническими методами местоопределения молниевых разрядов были однопунктные амплитудные методы, которые по своей сути не отличались от приемника Попова. Электромагнитное излучение молний вызывает импульс тока в антенне, который может быть зарегистрирован (грозорегистраторы) или даже сосчитан (счетчики молний). Эти устройства предназначались, в основном, для регистрации молний в ближней зоне (10 – 50 км.), хотя дальность их действия ограничивалась только усилителями и могла быть существенно увеличена. Большинство таких систем основывается на регистрации и анализе электромагнитного радиоизлучения наиболее сильноточных разрядных компонент молниевых вспышек – обратных ударов, развивающихся между землей и облаком. Максимум импульсного ЭМИ этих разрядов сосредоточен в СДВ диапазоне, что обеспечивает его прием с высоким отношением сигнал/шум на расстояниях до нескольких тысяч километров. Амплитудные значения импульсов молниевых вспышек, фиксируемые различных частотных диапазонах, являются простейшими параметрами, которые могут быть использованы для целей дальнометрии [Кононов, Петренко, Снегуров, 1986]. Рабочие частоты, используемые в целях дальнометрии, занимают диапазон, где энергия излучения молниевой вспышки достаточно велика, чтобы обеспечить его надежное выделение на фоне естественных и промышленных помех. Для оценки дальности используются амплитудные значения отдельных импульсов, обусловленных обратными ударами. При соответствующем выборе коэффициента усиления считается, что регистрируемые молнии с высокой вероятностью находятся внутри круга с радиусом R. Основным достоинством этих устройств является простота и дешевизна. Следует, однако, отметить, что если развернуть многопунктную систему

грозозорегистраторов, расположив к каждом пункте несколько устройств с различными радиусами действия, и синхронизировав их с необходимой точностью, можно существенно уменьшить область местоположения каждой молнии.

Следующими устройствами, достаточно широко используемыми для определения координат молний из одного пункта, были грозопеленгаторы-дальномеры. При этом пеленг (направление на разряд) определялся по соотношению токов в двух ортогональных катушках с ферромагнитными сердечниками, ориентированными по географической сетке. Это соотношение токов определялось углом между направлением вектора напряженности магнитного поля (H) электромагнитного излучения молнии и осями катушек. А направление вектора H определялось координатами молниевого разряда, т.е. взаиморасположением системы катушек и молнией. При этом линии положения (прямые на плоскости или геодезические линии - на сфере) определяются значениями пеленгов на излучатель.

Для определения расстояния до разряда молний могут быть использованы особенности распространения электромагнитных волн в атмосфере. В частности, нарастание сдвига фаз между магнитной и электрической составляющими электромагнитного излучения молний. В источнике сдвиг фаз (Q) равен нулю. По мере распространения электромагнитной волны сдвиг фаз растет. Этот закон известен.

$Q = F(R)$, где R это дальность.

Следовательно, можно определить $R = G(Q)$. Сдвиг фаз может быть определен радиотехническими устройствами. Устройство, реализующее этот алгоритм, называют E-H дальномером. Такие же особенности наблюдаются и при распространении отдельно электрической и магнитной составляющих разных частот ($f1$ и $f2$). Обычно берут кратные частоты ($f1=2f2$). В этом случае говорят о E-E или H-H дальномерах. Линией положения при использовании этого

метода отдельно является окружность. А при использовании в комплексе с пеленгатором получаем точку.

В настоящее время в Росси и во всем мире наблюдается стремительное развитие многопунктных систем определения координат разрядов молнии. Сравнительный анализ различных пассивных систем местоопределения гроз [Александров, 2001] показал, что практическое использование для локации гроз в последние десятилетия получили, главным образом, многопунктовые системы местоопределения: пеленгационные (ПСМ/DFS), в которых линии положения (прямые на плоскости или геодезические линии - на сфере) определяются значениями пеленгов на излучатель, и разностно-дальномерные системы (РДСМ/DTOA), в которых линии положения - гиперболы определяются величиной разностей времен прихода сигнала в разнесенные пункты (РП) системы, а также гибридные системы, использующие линии положения различного типа.

В России в системе Росгидромета в настоящее время используется три ГПС: «АЛВЕС», «BLITZORTUNG» и LS8000. Первые две являются разностно-дальномерными (гиперболическими) системами (РДСМ/DTOA), LS8000 является гибридной системой. Грозопеленгатор LS8000 позволяет [Аджиев и др., 2013, 48] определять координаты и другие параметры молний на основании радиоизлучения от электрических разрядов в двух диапазонах длин волн VHF=Very High Frequency range (110–118 МГц), и LF=Low Frequency range (1–350 кГц). В LF диапазоне используется комбинированная технология, включающая использование данных магнитной пеленгации и разности времен прихода электромагнитного излучения в различные пункты («time–of–arrival technology», гиперболический метод). В VHF диапазоне используется технология УКВ интерферометрии. Согласно частотным диапазонам и используемым технологиям при интерпретации результатов измерений считается, что в LF диапазоне регистрируется около 30% молний (flashes) типа

«облако–облако» и молнии типа «облако–земля», а в VHF диапазоне - все разряды (strokes), включая внутриоблачные [48].

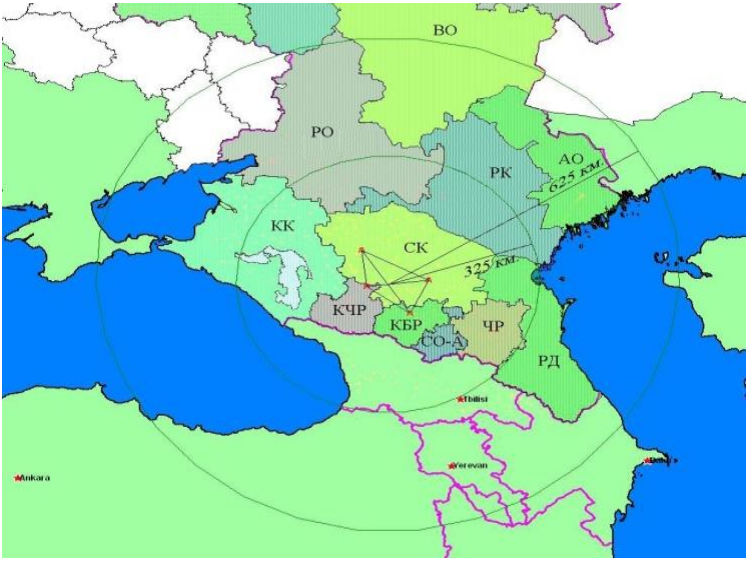


Рисунок 5.11. – Зона обзора грозопеленгационной сети ФГБУ «ВГИ».

Для молниевых разрядов Облако-Земля радиус области обзора составляет 625 км от центра сети (широта – $44{,}33^0$, долгота – $42{,}82^0$), а разрядов Облако-Облако 325 км.

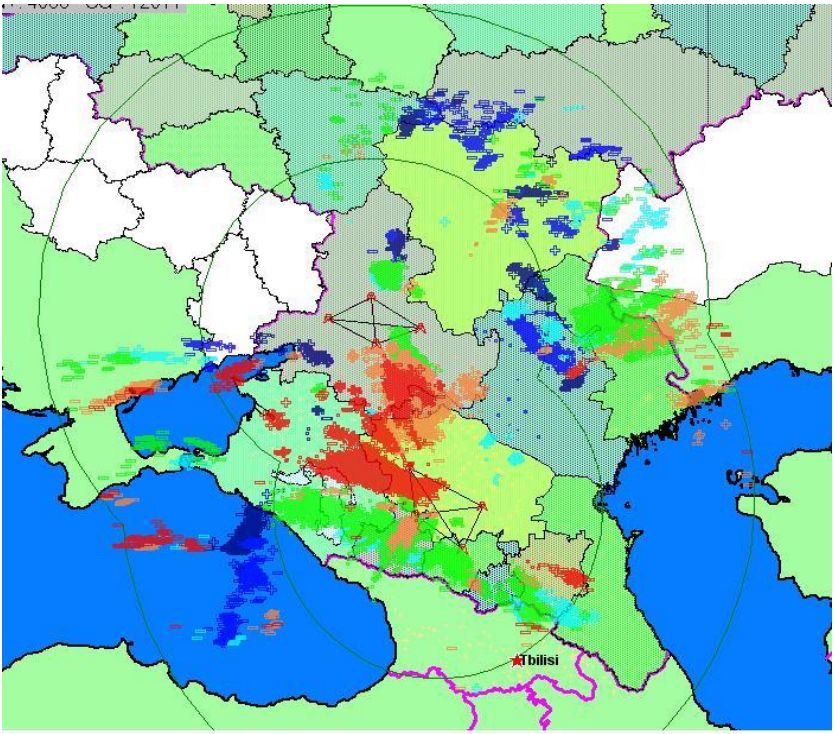


Рисунок 5.12 – Грозовой процесс 07.07.2012 г.

Для каждого молниевого разряда Облако-Земля получаем:

- время молниевого разряда с точностью 100 наносекунд;
- географические координаты (WGS-84) местоположения молниевого разряда в градусах, с 4 знаками после запятой;
- силу тока в канале молнии, в килоамперах;
- полярность молниевого разряда;
- время нарастания тока в канале молнии от нуля до максимального значения, в мкс;
- время спада тока в канале молнии от максимума до нуля, в мкс;
- значение большей полуоси эллипса 50% вероятности области местонахождения молниевого разряда;
- значение меньшей полуоси эллипса 50% вероятности области местонахождения молниевого разряда;
- и ряд других параметров о системе.

Для молниевых разрядов Облако-Облако не определяются сила тока, полярность, время нарастания и спада сигнала.

ЧастьII
ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ВЕРХНИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ

Глава 1
ИОНОСФЕРА

1.1. Образование ионизированного слоя

Возрастание проводимости атмосферы с высотой, установленное прямыми измерениями до высоты порядка 30 *км,* продолжается и на больших высотах (*Тверской П.Н.,Чалмерс Дж.Л.* и др.). Это происходит потому, чтона больших высотах наряду с космическими лучами начинают действовать новые, значительно более мощные ионизаторы. Такими ионизаторами в первую очередь являются ультрафиолетовое (с $\lambda<0,1$ мкм) излучение Солнца, его корпускулярные излучения, а также метеоры и излучения звезд. При этом на тех высотах, где плотность атмосферы очень мала, электроны, образующиеся в процессе ионизации, могут длительное время существовать в свободном состоянии, что и определяет высокую проводимость атмосферы на рассматриваемых высотах. Эту ионизированную область атмосферы называют *ионосферой.*

Ионосфера начинается примерно высоты 60-70км, где в дневные часы электронная концентрация $N_{эл}$ достигает значений порядка (1-3)x10^9свободных электронов в 1 м.^{3} (эл/м^3).

Особенно быстрое возрастание проводимости происходит к высоте около 100 *км,* где она примерно в 10^{12} раз больше, чем у земной поверхности. Выше электронная концентрация, изменяясь более или менее сложным образом, продолжает увеличиваться и достигает максимальных значений на высоте, которая колеблется в зависимости от времени суток, широты и долготы в пределах от 250 до 450 км. В этом главном максимуме $N_{эл}$ составляет величину

порядка $2x10^{12}$эл/м^3 , а иногда наибольших значений около $5x10^{12}$эл/м^3. Дальше с высотой, происходит более медленное убывание $N_{эл}$ до очень больших высот, и на высоте порядка 2000км ионизация еще составляет 10^9эл/м^3, переходя постепенно в концентрацию, характерную для ионизированной межпланетной среды.

Возникновение в верхней атмосфере слоя с повышенной ионизацией можно предполагать на основании следующих элементарных соображений. Предположим, что атмосфера состоит из какого-либо одного газа. Так как плотность в ней убывает с высотой, а интенсивность излучения, приходящего от Солнца и ионизирующего ее, убывает по мере проникновения его в атмосферу, то на некоторой высоте степень ионизации, очевидно, должна достигать максимальных значений, убывая от этого максимума как вверх, так и вниз. Эти соображения послужили основой для разработки так называемой теории простого слоя, которая упрощенно показывает роль основных факторов, приводящих к ее образованию. Приведем кратко ее изложение (*Тверской П.Н.*).

Предположим, что атмосфера состоит из одного какого-либо газа и плотность в ней убывает с высотой zпо закону

$$\rho = \rho_0 e^{-\frac{z}{H}} = \rho_0 e^{-\frac{gz}{RT}}, \qquad (1.1)$$

где $H = \dfrac{RT}{g} = \dfrac{R^* T}{\mu g}$ - высота однородной атмосферы, причем R- газовая постоянная для данного газа, T — средняя температура атмосферы и g— ускорение силы тяжести.

Рассмотрим плоский слой атмосферы, ионизируемой излучением Солнца с интенсивностью S, падающим под

зенитным углом ξ. На элементарном отрезке пути $dl = \frac{dz}{\cos\xi}$ уменьшение интенсивности излучения, очевидно, будет равно

$$dS = AS\rho dl = AS\rho_0 e^{-\frac{z}{H}} \frac{dz}{\cos\xi} \qquad (1.2)$$

гдеA— отнесенный к единице массы газа молекулярный коэффициент поглощения данного излучения.
Если обозначить через S_∞первоначальную интенсивность излучения до вступления его в поглощающий слой, то, интегрируя последнее уравнение, получим

$$S = S_\infty e^{-\frac{A\rho_0 H}{\cos\xi} e^{-\frac{z}{H}}} \qquad (1.3)$$

Если β – число ионов, образующихся в результате поглощения единичного количества излучения, то интенсивность ионообразования $q(z,\xi)$ будет

$$q(z,\xi) = \beta \frac{dS}{dz} \cos\xi \qquad (1.4)$$

или с учетом (1.2) и (1.3)

$$q(z,\xi) = \beta A S_\infty \rho_0 e^{-\frac{z}{H} - \frac{AH\rho_0}{\cos\xi} e^{-\frac{z}{h}}} \qquad (1.5)$$

Максимальное число ионов $q_{макс}(z,\xi)$, образующихся в 1 м^{3}в секунду на высоте zпри заданном зенитном расстоянии ξ, найдем из

$$\frac{dq(z,\xi)}{dz} = 0,$$

которое, исходя из (1.5) напишем в виде

$$\frac{z_{макс}}{H} = \ln \frac{A\rho_0 H}{\cos\xi}$$

или

$$z_{макс} = H \ln \frac{A\rho_0 H}{\cos\xi} \ . \qquad (1.6)$$

Максимальная интенсивность образования ионов на этой высоте будет

$$q_{макс}(\xi) = \frac{\beta S_\infty \cos\xi}{He} \qquad (1.7)$$

При вертикальном падении излучения (ξ = 0), обозначая в этом случае $q_{макс}$и $z_{макс}(z,\xi)$ соответственно через q_0 и,z_0, из (1.6) и (1.7) получим

$$z_0 = H \ln A\rho_0 H \quad \text{и} \quad q_0 = \frac{\beta S_\infty}{He} \ . \qquad (1.8)$$

Следовательно,

$$q_{макс}(\xi) = q_0 \cos\xi \ . \qquad (1.8.а)$$

Тогда выражение (1.5) в результате простых преобразований примет вид

$$q(z,\xi) = q_0 \exp(1 + \frac{z_0 - z}{H} - \frac{1}{\cos\xi} e^{-\frac{z_0 - z}{H}}), \qquad (1.9)$$

что и дает распределение интенсивности ионообразования по высоте z при заданном ξ.

Если ввести в рассмотрение некоторый эффективный коэффициент рекомбинации электронов α, то для изменения числа электронов во времени можно написать соотношение

$$\frac{dN_{эл}}{dt} = q - \alpha N_{эл}{}^2. \qquad (1.10)$$

В равновесных или квазиравновесных условиях, когда $\frac{dN_{эл}}{dt} = 0$, будем иметь

$$N_{эл} = \sqrt{\frac{g}{\alpha}}, \qquad (1.11)$$

что с учетом соотношения (1.9) дает

$$N_{эл} = N_{макс} \exp(\frac{1}{2}\left[1 + \frac{z_0 - z}{H} - \frac{1}{\cos\xi} e^{-\frac{z}{H}}\right] \qquad (1.12)$$

где, как легко видеть из (1.8.а),

$$N_{макс} = N_0 \sqrt{\cos \xi}. \qquad (1.13)$$

Соотношение (1.13) показывает, что электронная концентрация на высоте максимума ионизации должна быть пропорциональна $\sqrt{\cos \xi}$ и, следовательно, в светлое время суток $N_{эл}$ достигает наибольших значений в полдень, а в течение года — в момент летнего солнцестояния.

Из изложенного видно, что распределение электронной концентрации по высоте [формула (1.12)], высота расположения максимума [формула (1.6)] и значение электронной концентрации в нем [формула (1.3)] зависят от рода газа, распределения температуры в атмосфере, интенсивности и энергии ионизирующего излучения S_∞, коэффициента рекомбинации электронов a и зенитного расстояния Солнца.

В реальной атмосфере, состоящей из смеси разных газов, в которой одновременно может действовать ряд ионизаторов, строение ионосферы оказывается, конечно, значительно сложнее, чем это следует из рассмотренной схемы.

1.2. Распространение электромагнитных волн в ионосфере

Напомним, что если в среде, содержащей электроны, распространяются электромагнитные волны, то под действием электрического поля распространяющейся волны электроны среды приходят в колебательные движения [1]. Частота колебаний для всех электронов будет та же, что и частота

электромагнитных волн. Что же касается фазы колебаний, то она для разных электронов будет различной и определяется расстоянием их от первичного источника колебаний. В результате в ионизированной среде изменяется как показатель преломления μ, так и коэффициент затухания δ, причем эти величины существенным образом зависят от электронной концентрации $N_{эл}$, несущей частоты распространяющейся волны ω и от частоты соударений ν движущихся электронов с окружающими частицами. Соударения приводят к тому, что энергия колебательного движения электронов переходит в тепловую энергию; в результате будет поглощаться энергия распространяющихся через среду электромагнитных волн. Это приводит к тому, что если в вакууме показатель преломления электромагнитных волн равен единице, то в ионизированной среде он будет меньше единицы и, как показывает теория, равен

$$\mu = \sqrt{1 - \frac{4\pi N e^2}{m} \frac{1}{\omega^2 + \nu^2}}, \tag{1.14}$$

а коэффициент поглощения

$$\delta = \frac{2\pi N \dfrac{e^2}{m} \dfrac{\nu}{\omega^2 + \nu^2}}{c_0 \sqrt{1 - \dfrac{4\pi N e^2}{m} \dfrac{1}{\omega^2 + \nu^2}}}, \tag{1.15}$$

где e и m - заряд и масса электрона, c - скорость света, а остальные значения указаны выше.

Таким образом, можно сказать, что ионосфера для электромагнитных волн является средой с оптической

плотностью, меньшей, чем расположенные ниже неионизированные слои атмосферы. Поэтому электромагнитный луч, переходя в ионосферу, будет преломляться, отклоняясь от нормали к поверхности раздела между слоями, причем это отклонение, будет тем больше, чем больше электронная концентрация. Если в ионизированном слое электронная концентрация непрерывно увеличивается с высотой, то электромагнитные лучи, вступив в него, будут распространяться в нем по кривой, обращенной вогнутостью к земной поверхности, и если на некоторой высоте электронная концентрация окажется достаточно большой, лучи отклонятся от нормали на 90° и, претерпев на этой высоте отражение, повернут обратно к земной поверхности. Если электромагнитный луч посылается вверх вертикально (как на практике обычно и поступают), отражение происходит при резких изменениях показателя преломления с высотой и имеет место в точке, где показатель преломления становится равным нулю, т.е. там, где

$$\mu = \sqrt{1 - \frac{4\pi Ne^2}{m} \frac{1}{\omega^2 + \nu^2}} = 0. \qquad (1.16)$$

Если в рассматриваемых слоях ионосферы частота соударений электронов ν оказывается много меньше частоты распространяющихся электромагнитных волн ($\omega^2 \gg \nu^2$), то выражение (1.16) может быть записано в

$$1 - \frac{4\pi Ne^2}{m\omega^2} = 0, \qquad (1.16.а)$$

откуда, вводя частоту в герцах $f = \dfrac{\omega}{2\pi}$, получим

$$N = \frac{m\omega^2}{4\pi e^2} = \frac{m\pi}{e^2} f^2, \qquad (1.17)$$

или численно для электронов

$$N = 1{,}24 \times 10^{-2} f^2 эл/м^3. \qquad (1.17.а)$$

В соответствии с соотношением (1.17.а), любой концентрации электронов соответствует своя частота отраженных волн, эта частота, носит название критической $f_{кр}$. Или другими словами, соотношение (1.17.а) позволяет определить, при какой концентрации электронов происходит отражение волн любой заданной частоты, называемой для данной концентрации ионов критической $f_{кр}$. Указанное соотношение и лежит в основе наиболее часто применяемого для исследования ионосферы метода снятия высокочастотных характеристик, дающих распределение критических частот по высоте. Их можно получить, посылая в ионосферу последовательно короткие импульсы с равномерно возрастающей частотой (обычно в пределах 0.5-15 мгГц) и принимая отраженные сигналы. По значениям $f_{кр}$, при которых прекращаются отражения, находят соответствующие $(N_{эл})_{макс}$, а по времени, затрачиваемому сигналом на прохождение пути до точки отражения и обратно, - высоту, на которой расположен максимум электронной концентрации. Сравнивая амплитуды прямого и отраженного импульсов, можно найти и коэффициент поглощения δ.

Очевидно, что указанным методом нельзя исследовать слои, расположенные выше максимума концентрации электронов, так как отражения от них не наблюдается вследствие убывания концентрации электронов. Это можно

сделать, наблюдая за распространением радиоволн, расположенных выше изучаемых слоев (например, на спутниках или ракетах).

1.3. Строение ионосферы.

Ионосфера включает в себя атмосферные слои, простирающиеся от уровня 50-80 км до высоты около 400 км и характеризующиеся относительно высокой концентрацией положительных молекулярных и атомных ионов и свободных электронов. Положительные ионы и электроны вместе с нейтральными частицами образуют ионизированную плазму с большой электропроводностью, но квазинейтральную. Ионосфера делится на области с увеличенной ионной концентрацией с постепенными переходами между ними. Это область *D*, от 60 до 110 км, где ночью ионизация почти исчезает, *E* - от 110 до 140 км, F_1 - от 140 до 220 км и F_2 - от 220 до 400 км. Нередко термин «ионосфера» распространяют на вышележащие слои до очень больших высот.

В областях *D* и *E* преобладают молекулярные ионы кислорода и азота, в области *F* - атомные ионы кислорода. Еще выше появляются ионы гелия и водорода (протоны). Ионная концентрация в области *D* - составляет $n\cdot(10 \div 10^9)м^{-3}$ (в среднем ионизирована одна из 10^{11} молекул), в *E* области – до $2\cdot10^{11}$ $м^{-3}$ и в области *F* - 10^{12} $м^{-3}$(в среднем один ион на 10 молекул и атомов). Высота и степень ионизации областей ионосферы меняется в суточном и годовом ходе, а также непериодичности в зависимости от солнечной активности.

Наблюдения показывают, то ионосфера находится в состоянии постоянного и сложного движения. В нижней ионосфере заряженные ионизированные частицы движутся вместе с незаряженными, и этот процесс получил название ионосферного ветра. На больших высотах движение ионов происходит независимо от движения незаряженных частиц и в значительной мере определяется земным магнитным полем –

это так называемый ионосферный дрейф. Кроме того, в ионосфере наблюдаются приливные явления.

Тесная связь состояния ионосферы с солнечной активностью выражается и в том, что с увеличением солнечной активности: увеличивается и ионизация всей ионосферы, в связи с чем и наблюдаются регулярные изменения с 11-летним циклом.

Из сказанного видно, насколько сложно строение ионосферы и явления, происходящие в ней. Для исчерпывающего объяснения их нужны дальнейшие наблюдения. В последние несколько лет получены новые данные с помощью искусственных спутников Земли и геофизических ракет. Определения электронной концентрации, проводимые при этом методом измерения дисперсии радиоволн (регистрации разности фаз двух радиоволн с разными частотами) или методом измерения вращения плоскости поляризации радиоволн (эффект Фарадея), показали, что в ионосфере отсутствуют резко очерченные слои. Ионизация без резких изменений переходит от одной области ионосферы к другой. Имеют место лишь локальные максимумы при общем монотонном возрастании концентрации электронов до главного максимума — слоя *Fz,* как это показано на рис. 188.

Представление об ионосфере как о системе четко выраженных ионосферных слоях в настоящее время пересматривается.

Задачи и контрольные вопросы.

1. Перечислите слои ионосферы и охарактеризуйте каждый из них.
2. Радиосигнал с частотой f МГц был направлен вертикально вверх ночью (или днем) радиоустановкой ионосферной станции и был принят назад через Δt с. Определить: высоту слоя в ионосфере, в котором произошло отражение

радиосигнала$H_{сл}$; концентрацию электронов на уровне отражения N, м$^{-3}$; название этой области ионосферы; длину волны радиосигнала, отразившегося от этой области $\lambda_{сл}$; длину волн $\lambda_{связь}$, на которых можно осуществлять связь с межпланетными космическими кораблями, если бы выше области ионосферы, которой отразился радиосигнал, отсутствовали области с более высокой концентрацией электронов. Заполнить таблицу.

3.

f, МГц	$\Delta t \cdot 10^{-3}$, с	$H_{сл}$, км	N, м$^{-3}$	Название слоя	$\lambda_{сл}$, мкм	$\lambda_{связь}$, мкм
			день			
0,1	$4,\cdot 10^{-4}$					
0,514	$4,8\cdot 10^{-4}$					
4,31	$9,8\cdot 10^{-3}$					
20,3	$1,26\cdot 10^{-3}$					
			Ночь			
0,71	$8,6\cdot 10^{-4}$					
0,894	$7,4\cdot 10^{-4}$					
2,98	$1,46\cdot 10^{-3}$					
4,82	$1,8\cdot 10^{-3}$					

Глава 2
Магнитосфера

2.1.Строение магнитосферы.

Земля представляет собой как бы огромный магнит, воображаемая ось которого лежит близко от оси вращения планеты. Магнитосфера – это зона проявления магнитных свойств космического тела. Геомагнитное поле относится к естественным электромагнитным полям и, как и гравитационное поле, является всепроникающим и всеохватывающим фактором, миллиарды лет влияющим на эволюцию организмов.

Магнитное поле Земли простирается на 70-80 тыс. км по направлению к Солнцу и на многие миллионы километров в противоположном направлении.

Магнитосфера оказывает сильное воздействие на движущиеся в космическом пространстве в сторону Земли заряженные электрические частицы (солнечный ветер). Часть этих частиц (электронов и протонов) удерживается магнитосферой, образуя огромное кольцо, или *радиационный пояс Земли*, охватывающий нашу планету вокруг геомагнитного экватора. Магнитосфера отделена от межпланетного пространства *магнитопаузой*, вдоль которой солнечный ветер обтекает планету.

Заряженные частицы в магнитном поле движутся по-разному, в зависимости от соотношения плотностей магнитной и кинетической энергий. На расстоянии около 10 земных радиусов поток заряженных частиц встречает сильное магнитное поле, и под действием силы Лоренца изменяется направление движения частиц этого потока. В целом движение становится колебательным по спиральной траектории вдоль силовых линий поля магнитного поля из северного в южное полушарие и обратно. В зависимости от

энергии и величины заряда частицы совершают полный оборот вокруг Земли за время от нескольких минут до суток.

Исследования космоса показывают, что магнетизм Земли – явление редкое. На Луне и в ее окрестностях не обнаружено усиление магнитного поля по сравнению с окружающим ее пространством. На Марсе и Венере магнитное поле соответственно в тысячи и десятки тысяч раз слабее земного. Юпитер и Сатурн обладают протяженными магнитосферами.

В соответствии с современной теорией существование и форма магнитосферы Земли определяются ее внутренним строением Земли, значительно отличающимся от строения иных планет. В процессе эволюции нашей планеты происходило постепенное изменение (уменьшение) скорости вращения, при этом различные слои, имея разную плотность, тормозились по-разному. Проскальзывание более плотного ядра мантии привело к образованию своеобразного природного генератора, создающего с тех пор магнитное поле Земли. Поскольку скорость вращения планеты вначале была большей, то геомагнитное поле было более мощным, чем в настоящее время.

Изменения геомагнитного поля обусловлены в основном солнечной активностью. Когда на Солнце происходит вспышка, то в сторону Земли вырывается поток солнечной плазмы. Проникая в магнитосферу, солнечный ветер резко повышает температуру частиц в верхних слоях атмосферы и способствует дополнительной ионизации, меняющей условия распространения радиоволн, возбуждающей свечения (полярные сияния) и магнитные бури. В годы активного Солнца плотность потока энергии солнечного ветра усиливается, граница радиационного пояса отодвигается и препятствие для космических лучей увеличивается.

Магнитосфера Земли– самая внешняя из защитных оболочек Земли. Она представляет собою деформированное

солнечным ветром геомагнитное поле и является препятствием для плазмы солнечного ветра, увлекающей за собою солнечное магнитное поле. Поэтому плазма солнечного ветра обтекает Землю, создавая вокруг нее особую полость, в которой и заключено геомагнитное поле. На обращенной к Солнцу стороне граница этой полости (магнитопаузы) располагается на расстоянии около 10 радиусов Земли (некоторое среднее значение). Когда динамический напор солнечного ветра возрастает, граница приближается к Земле, в противоположной ситуации – отдаляется. Сама граница обнаруживает некоторую структуру, а непосредственно перед ней в солнечном ветре всегда присутствует газодинамический разрыв – ударная волна, подобная той, которая возникает при движении сверхзвукового самолета в атмосфере. С ночной стороны под действием потока солнечного ветра, обтекающего магнитосферу, она вытянута подобно хвосту кометы. Он простирается далеко за орбиту Луны – почти на миллион километров. У магнитосферы сложное строение, все ее области являются ареной многообразных плазменных процессов, среди которых большую роль играют различные механизмы ускорения частиц. Есть обширные области-ловушки, заполненные частицами высоких энергий («местными» космическими лучами), их называют «поясами радиации». Кроме того, магнитосфера является системой, склонной к возбуждению множества различных колебаний, в том числе радиоволн. При наблюдении магнитосферы «снаружи», из космоса, она оказывается сильно переменным источником радиоизлучения на низких и очень низких частотах. Определенная доля этого радиоизлучения «просачивается» к поверхности Земли. Режимы генерации этих естественных магнитосферных «радиостанций» зависят от солнечной активности.

Форма магнитосферы определяется балансом динамического давления солнечного ветра и ударов корональных плазменных потоков, с одной стороны, и

давлением магнитного поля Земли, с другой стороны. Величина магнитного поля на границе магнитосферы (магнитопаузе) около ≈ 10^3 Гс (для сравнения: магнитное поле у поверхности Земли на экваторе ≈ 0,3 Гс, а у полюсов ≈ 0,6 ÷ 0,7 Гс). С дневной стороны магнитопауза проходит на расстоянии от 10 до 13 радиусов Земли ($R_З$ ÷ 6400 км), с ночной стороны силовые линии геомагнитного поля вытянуты в сторону от Солнца и образуют геомагнитный хвост протяженностью ~ 10^3 $R_З$ и диаметром ~ 20□÷ 40 $R_З$. Между ударной волной и магнитопаузой – переходная область, магнитный слой, заполненный турбулентной горячей плазмой. Через воронкообразные зазоры между магнитными силовыми линиями в лобовой части магнитопаузы и силовыми линиями, вытянутыми в магнитосферный хвост, полярные каспы (от англ. cusp – выступ), эта плазма может проникать в магнитосферу и далее в ионосферу в пограничных областях полярной шапки. Иногда эта область вытягивается по долготе, образуя своеобразную «щель». Ближе к Земле, на расстояниях до 4-5 ее радиусов, расположена плазмосфера – область ионосферной плазмы с концентрацией заряженных частиц 10^2 ÷ 10^4 $см^{-3}$ и температурой несколько тысяч кельвинов. Эта относительно «холодная» плазма «вморожена» в геомагнитное поле и вращается как целое вместе с Землей. На внешней границе плазмосферы (плазмопаузе) плотность плазмы резко понижается до ~0,1 ÷ 1,0 частиц/$см^{-3}$.

Вместе с плазмой солнечного ветра в межпланетное пространство выносятся магнитные поля, определяющие структуру солнечного ветра. Взаимодействуя с геомагнитным полем, в результате сложного многоступенчатого процесса эти поля влияют на экологию Земли, важную роль при этом играют вариации скорости и плотности солнечного ветра. Каждый «порыв» солнечного ветра можно зафиксировать на Земле, регистрируя изменения составляющих вектора магнитного поля. Установлено, что изменения межпланетного магнитного поля вызывают соответствующие изменения

«космической погоды» в магнитосфере. Особенно велика роль вертикальной составляющей этого поля (по отношению к плоскости земной орбиты – эклиптике). Когда эта составляющая направлена к югу, неизбежно развиваются магнитосферные возмущения. Это связано с тем, что силовые линии геомагнитного поля на дневной стороне магнитосферы в это время направлены к северу и противоположны направлению межпланетного магнитного поля. В плазме сближение противоположно направленных силовых линий магнитного поля приводит к магнитогидродинамической неустойчивости. По той же причине с Земли хорошо заметны ее прохождения вблизи секторов межпланетного магнитного поля: магнитосфера испытывает некоторую «перестройку» при переходе из сектора одной полярности в сектор с силовыми линиями магнитного поля противоположной направленности. Наиболее сильные магнитосферные возмущения связаны с приходом к Земле плазменного облака, выброшенного в межпланетное пространство при развитии достаточно сильной хромосферной вспышки. Комплекс явлений, которые при этом развиваются, называют «магнитной бурей», поскольку в наземных измерениях оно было впервые обнаружено по хаотическим вариациям напряженности геомагнитного поля. В это время пользоваться компасом было невозможно. В магнитосфере и ионосфере постоянно текут электрические токи. В плоскости экватора на расстоянии примерно в 4 земных радиуса течет кольцевой ток в западном направлении. В полярных областях располагаются петли полярных электроструй. Когда Земля оказывается во вспышечном облаке, режим обтекания меняется. Ток во всех токовых системах растет, магнитное поле этих токов также усиливается. В итоге регистрируемое на магнитных станциях суммарное магнитное поле (статическое геомагнитное поле плюс переменное магнитное поле токов) заметно меняется. Во время главной фазы бури напряженность горизонтального компонента геомагнитного поля на средних и низких широтах

Земли может уменьшаться на десятки и сотни нанотесла. На фоне этих геомагнитных вариаций происходят грандиозные явления. Например, на географических широтах выше 67° развивается полярное сияние – одно из самых красивых явлений природы. Свечение атмосферы на высотах порядка 100 км вызывается ускоренными частицами, которые «сбрасываются» из магнитосферы вниз, к земной поверхности. Полярное сияние сопровождается сильным «грохотом», который мы не слышим, но который может оказывать заметное воздействие на организм. Каждая магнитная буря достаточной мощности - это еще и буря в неслышимом диапазоне акустического спектра - инфразвуке, который распространяется в среде обитания в масштабах полушария, воздействуя на все живое в течение многих часов. Еще больших масштабов достигает в это время буря в электромагнитных полях, заполняющих обычно среду обитания. На некоторых низких и сверхнизких частотах амплитуда колебаний магнитной составляющей может возрасти в несколько сотен раз. Большие бури сопровождаются изменениями и других экологических параметров: в некоторых местностях увеличивается выход из грунта радиоактивного газа радона, при этом несколько возрастает радиоактивность атмосферы, но интенсивность высокоэнергичных галактических космических лучей уменьшается из-за того, что они сильно отклонятся от Земли усиленным геомагнитным полем. Во время магнитных бурь увеличиваются колебания атмосферного давления с периодами в десятки минут и в часы, изменяется напряженность электрического поля атмосферы. Магнитные бури по многим своим показателям отличаются друг от друга. Различают два типа бурь:

1) вспышечные магнитные бури (следуют спустя примерно двое суток после вспышки), они характеризуются «внезапным началом» – скачкообразным изменением

напряженности горизонтальной составляющей магнитного поля;

2) в отличие от них магнитные бури с «постепенным началом» возникают, когда Земля попадает в высокоскоростную струю солнечного ветра, такие струи могут существовать относительно долго, несколько солнечных оборотов. Поэтому бури с постепенным началом нередко образуют последовательности с характерным периодом повторяемости в 27 суток. Положение начала струи на солнечном диске может быть найдено из оптических наблюдений короны: на этом месте обычно располагается область пониженной температуры и плотности – «коронарная дыра».

Магнитная буря – сильное понижение Н-компоненты геомагнитного поля (от 100 до нескольких сотен нТл), происходящее иногда в средних и низких широтах Земли. Магнитные бури имеют главную фазу и фазу восстановления. Уменьшение поля иногда может наблюдаться и без внезапного начала бури, а также протекать в различных иррегулярных формах. Геомагнитные бури связаны и с ионосферными возмущениями, вызывающими нарушения радиосвязи и телевидения.

Магнитосферная буря – совокупность процессов, происходящих в магнитосфере Земли во время магнитной бури. В это время граница магнитосферы с дневной стороны поджимается, структура магнитосферы деформируется, формируется кольцевой ток энергичных частиц во внутренней магнитосфере. Магнитосферные бури связаны с корональными выбросами масс и солнечными вспышками. Геомагнитные бури имеют 27-дневную повторяемость из-за возвращения активных солнечных областей после оборота Солнца. Магнитные бури имеют ярко выраженный 11-летний период. Исследование магнитных бурь составляет значительный раздел солнечно-земной физики.

2.2.Радиационные пояса Земли

Зоны корпускулярной радиации (электронов и протонов) с высокой энергией в магнитосфере. Это так называемая захваченная радиация. Энергия частиц в радиационных поясах Земли намного превосходит энергию частиц ионосферы и экзосферы вследствие больших скоростей их движения; характер движения частиц определяется структурой магнитного поля Земли. Частицы заполняют всю область, где силовые линии магнитного поля Земли замкнуты: от нескольких сот километров над земной поверхностью до нескольких десятков тысяч километров, однако с неравномерной интенсивностью. Первый максимум интенсивности электронов – внешний электронный пояс, находится на расстоянии 4-6 земных радиусов от центра Земли. Здесь преобладают электроны с энергиями от десятков килоэлектрон-вольт до нескольких мегаэлектрон-вольт. Второй максимум – внутренний электронный пояс, находится вблизи внутренней границы области захваченной радиации. Здесь преобладают электроны с энергиями от десятков до сотен килоэлектрон-вольт. Энергия протонов захваченной радиации растет от 100 кэВ вблизи внешней границы до десятков мегаэлектрон-вольт вблизи внутренней границы. На расстоянии 3,5 земных радиусов поток протонов имеет максимум – протонный пояс.

Задачи и контрольные вопросы.

1. Что собой представляет магнитосфера Земли? Дать краткое описание ее строения.
2. Какие процессы определяют форму магнитосферы?
3. Магнитопауза и ее границы.
4. С чем связаны магнитные бури?
5. Каково строение радиационных поясов Земли?

Глава 3
Полярные сияния

3.1. Географическое распределение полярных сияний и их формы.

Полярные сияния представляют собой спорадическое явление в ионосфере, выражающееся в люминесценции (свечении) разреженного воздуха в высоких слоях атмосферы. Они наблюдаются главным образом в полярных странах как в Арктике, так и в Антарктике, значительно реже в средних широтах. Как исключение отмечены случаи, когда их видели и в экваториальных областях, например в Константинополе, Афинах, Бон бее, Ассуане и даже в Сингапуре (1°с. ш.), а в южном полушарии на островах Самоа (13°ю.ш.) и в Джакарте (6°ю.ш.).

Длительные наблюдения позволили [1] построить карты так называемых изохазм (линий, соединяющих пункты с одинаковой повторяемостью сияний). В каждом полушарии изохазмы имеют форму, близко совпадающую с окружностями, имеющими центры в области магнитных полюсов, причем зона наибольшей повторяемости сияний располагается примерно на расстоянии 20—25° от полюса; от этой зоны повторяемость сияний уменьшается как по направлению к полюсам, так и по направлению к средним широтам. На основании теоретических соображений и некоторых наблюдений можно утверждать, что сияния в северном и южном полушариях тесно связаны между собой и при благоприятных условиях наблюдается их одновременное появление в обоих полушариях.

Формы полярных сияний весьма разнообразны, зачастую очень, изменчивы и чрезвычайно красочны. В атласе полярных сияний, составленном Штермером, выделен ряд групп, объединенных в два основных класса:

1) формы, не имеющие лучистой структуры (спокойные формы); это сияния в виде однородных дуг или равномерного диффузного свечения, а также однородных полос; иногда эти сияния слегка пульсируют;

2) формы лучистой структуры — как правило, весьма подвижные; это прежде всего лучи, зачастую цветистые, исходящие от полярной дуги, затем полосы, имеющие лучистую структуру, и особенно эффектные по внешнему виду так называемые драпри и корона. Иногда выделяют еще третий класс пламенеющих сияний; это чрезвычайно подвижные формы быстро перемещающихся в вертикальном направлении сияний, похожие на вспышки пламени.

Издавна была подмечена связь между полярными сияниями и состоянием магнитного поля Земли (магнитными бурями и другими явлениями). За последние десятилетия установлена тесная связь их и с рядом других геофизических явлений, определяемых процессами, происходящими в высоких слоях атмосферы, такими, как состояние ионосферы (условия распространения радиоволн), свечение ночного неба и т. д. Причем доказано, что все эти явления находятся в тесной зависимости от степени солнечной активности. Отметим, что связь полярных сияний с солнечной активностью и другими названными явлениями особенно ярко выражена для сияний подвижных лучистых форм, отнесенных ко второму классу. Можно думать, что разные по внешней форме полярные сияния вызываются и разными по своем характеру физическими процессами.

Отметим очевидную связь полярных сияний с солнечной активностью. Так, в годы с максимумом солнечных пятен сияния не только более интенсивны и наблюдаются чаще, но и распространяются на значительно большие расстояния от магнитных полюсов.

3.2. Высота полярных сияний. Расположение их в пространстве. Периодические вариации.

Применяя специальные методы фотографирования сияний, посредством базисных наблюдений удалось [1] установить, что полярные сияния наблюдаются на высотах от 80 до 1000—1200 км. Нижний их край (без разграничения по формам) располагается преимущественно на высотах примерно от 80 до 160 км,имея резко выраженный максимум повторяемости на высоте 100—110 км. Отмечено, что, чем интенсивнее сияние, тем ниже располагается его нижняя граница. Высота, на которой, располагается верхний край сияний, весьма различна для разных форм.

Наиболее значительных высот достигают полярные сияния, наблюдающиеся изредка на тех высотах, где атмосфера еще освещается солнечными лучами. Эти сияния во многом отличаются от обычных сияний, наблюдаемых в частях атмосферы, находящихся в земной тени. Их нижний край довольно резко располагается по границе между освещенной и неосвещенной частью атмосферы (200-400 км), а верхний простирается до значительных высот (1000-1100 км). Эти сияния наблюдаются в районах, удаленных от обычных сияний на сотни километров. Они имеют фиолетовую или серо-голубую окраску и появляются обычно часа через три после захода солнца и часа за три до восхода. Как правило, они сопровождаются сильными возмущениями в ионосфере и магнитными бурями.

Расположение полярных сияний в пространстве наиболее просто определяется для таких форм, как лучи, - они довольно близко следует направлению силовых линий постоянного магнитного поля Земли. Сияние в виде дуг, полос и других форм, имеющих значительное горизонтальное протяжение, располагаются обычно так, что их горизонтальная проекция примерно перпендикулярна к магнитному меридиану. Особенно четко это

перпендикулярное расположение дуг к направлению горизонтальной составляющей магнитного поля Земли проявляется на высоте.

Статистическая обработка материалов наблюдений над полярными сияниями позволила установить наличие ряда периодических колебаний в их ходе. Были выявлены следующие вариации:

- суточные,
- годовые,
- с периодом 11 лет;

и отмечена тенденция к установлению вариации с периодом 27 и 30 дней, а также с периодом 55 лет. В суточном ходе сияний подвижных форм максимум повторяемости наблюдается в вечерние часы, примерно за 1-2 часа до полуночи по местному времени; сияния же спокойных форм отмечаются преимущественно в утренние часы.. В годовом ходе максимум повторяемости сияний как в северном, так и в южном полушарии наблюдается около времени равноденствий (март и октябрь).

3.3. Цвет, интенсивность свечения, спектр полярных сияний.

Полярные сияния при достаточной интенсивности их развития часто имеют быстро изменяющуюся во времени окраску. Обычно преобладают желто-зеленые оттенки, отмечаемые почти при всех формах сияний; интенсивные сияния приобретают красноватый оттенок; нередко наблюдается слабый голубоватый цвет, а в частях сияний, расположенных в освещенных солнечными лучами слоях атмосферы, можно наблюдать даже фиолетовые тона. Быстрая смена цветов особенно характерна для подвижных форм сияний.

Интенсивность свечения полярных сияний весьма различна. Освещенность, создаваемая ими на земной поверхности, может иногда превышать лунную освещенность. Интенсивность света начиная от нижнего края сияния сначала (в пределах первого десятка километров высоты) обычно резко увеличивается, а затем более или менее быстро убывает с высотой.

Важное значение имеет изучение спектра полярных сияний, так как это дает возможность сделать достаточно надежные заключения как о составе атмосферы до больших высот, так и о температуре на этих высотах и о характере некоторых процессов, протекающих здесь.

Спектр полярных сияний имеет много общего со спектром свечения ночного неба. Он очень сложен и содержит более 500 линий и полос в области длин волн от 0,81 мкм до ультрафиолетовых. Наибольшее число линий принадлежит молекулярному азоту, затем – атомарному кислороду.

Так же как и в спектрах свечения ночного неба, в спектрах полярных сияний обнаруживается желтая линия нейтрального атома натрия, а также полосы молекул гидроксила OH^{-}. Что касается линий легких газов (гелия и водорода), то было установлено следующее. Линии гелия в спектрах сияний не обнаруживается. Наличие же линий водорода в ряде случаев надежно устанавливается, причем их доплеровское расширение свидетельствует о том, что присутствующие в атмосфере атомы водорода находятся в очень интенсивном движении, скорость которого, по некоторым наблюдениям, достигает порядка 3500 км/сек.

Следует отметить, что спектры отдельных сияний могут быть различными; в ряде случаев некоторые линии совсем отсутствуют, в то время как другие линии очень интенсивно выявляются.

Отмечен ряд зависимостей между характером спектра и формой сияния, а также их высотой, что отчасти определяет изменения в окраске сияний. Например, между спектрами

сияний, возникающих в затененной и освещенной частях атмосферы, это различие проявляется в том, что в освещенной части интенсивность зеленой линии (λ=0,5577 мкм) оказывается значительно слабее красной линии кислорода (λ=0,6300 мкм), а также линий азота (λ=0,5577 мкм и λ=0,5577 мкм).

Указанное выше сходство спектров полярных сияний со спектрами свечения ночного неба вполне понятно, так как и те и другие обусловлены процессами, происходящими в одной и той же части атмосферы. Но вместе с тем между ними отмечается и существенное различие, указывающее на то, что механизмы их возбуждения различны.

3.4. Теория полярных сияний

Еще М.В.Ломоносов указывал на то, что полярные сияния возникают в результате действия электрических сил и сходны с явлением электрического разряда [1]. Паульсен более определенно высказал гипотезу о том, что полярные сияния порождаются потоком катодных лучей, идущих от Солнца и внедряющихся в высокие слои атмосферы. Биркеланду (в 1896 году) удалось экспериментально доказать вероятность этой гипотезы. В своих опятах Биркеланд поместил внутрь большой катодной трубки (объемом около 1 м^3) шар, названный им «тареллой» и являющийся моделью Земли, который представлял собой электромагнит, покрытый оболочкой, фосфоресцирующей под действием катодных лучей. При намагничивании «тереллы», подвергая ее действию катодных лучей при различных положениях по отношению к ней катода, можно было заметить ряд явлений, аналогичных наблюдающимся в природе полярным сияниям. В дальнейшем эти опыты были повторены Брюкке с использованием более совершенной техники.

Из опытов Биркеланда следовало, что поток корпускул, вылетающих от Солнца, приближаясь к Земле, при определенных условиях под действием ее магнитного поля может, огибая Землю, сосредоточиваться около ее полюсов и вызывать в высоких слоях атмосферы свечение разреженных газов. Необходимо было теоретически решить вопрос о том, при каких условиях корпускулярные лучи Солнца могут достигать Земли и какова будет их траектория. Решение этой задачи впервые дал Штермер, который вначале в связи с ее сложностью ввел следующие упрощающие предположения:

1) скорость летящих корпускул настолько велика, что за время пробега их от Солнца до Земли относительное положение Солнца и Земли не изменяется;

2) частицы не подвержены действию каких-либо других сил, кроме сил магнитного поля Земли; влияние магнитного поля Солнца не учитывается;

3) существуют тонкие и длинные потоки частиц, которые не влияют друг на друга и взаимно не отталкиваются;

4) существуют тонкие и длинные потоки частиц, которые не влияют друг на друга и взаимно не отталкиваются.

Численные расчеты позволили Штермеру построить пространственные модели большого числа траекторий частиц (*Тверской П.Н.*). Такой анализ показал, что из корпускул, вылетающих от Солнца, только очень немногие, имеющие вполне определенное, так называемое благоприятное направление могли бы проникнуть до начала координат (если бы не происходило их поглощение). Вообще же частица движется в магнитном поле по спирали, закручивающейся вокруг силовой линии магнитного поля. Таким образом, все корпускулы, вылетевшие по направлениям, даже весьма немного отличающимся от «благоприятного», должны описывать вокруг магнитной силовой линии винтообразные спирали и, проникнув в атмосферу на некоторое расстояние, будут поворачивать и уходить обратно, если только до этого момента они не поглотятся в атмосфере.

На основании произведенных расчетов Штермеру удалось объяснить общую картину, а также и отдельные детали явления, дать некоторые количественные, характеристики и выяснить условия возникновения некоторых отдельных основных форм сияний (дуг, лучей, драпри).

Естественно, что выводы, основанные на расчетах движения одной заряженной частицы, и вся теория, построенная при указанных выше упрощающих решение предположениях, не всегда могли удовлетворительно ответить на отдельные вопросы и требовали дальнейших уточнений. Первое большое затруднение возникло при теоретическом объяснении появления сияний на больших угловых расстояниях от магнитных полюсов Земли (в низких широтах). Согласно теории, угловое расстояние θ, на котором корпускулы могут внедряться в атмосферу, определяется соотношением

$$\sin\theta = 2a\sqrt{\frac{mv}{Me}}$$

где m, vи e — масса, скорость и заряд частицы, M — магнитный момент Земли и a — расстояние от центра Земли до высоты нижнего края сияния.

Вычисления по этой формуле дают для θ значения около 2—3^0, если действующими частицами являются электроны, движущиеся со скоростями порядка тысяч км/сек. Такие же малые значения θ получаются и для других заряженных частиц, входящих в состав корпускулярного потока (протоны H^+, ионы кальция Ca^+ и др.), движущихся с такой же скоростью. Между тем наблюдения дают для углового расстояния зоны наибольшей повторяемости сияний значения, значительно большие (порядка 20—25°), и сияния нередко наблюдаются, как указано выше, на еще больших расстояниях

от магнитных полюсов. Однако это противоречие теории с данными наблюдений удалось устранить, показав, что при движении корпускул, летящих от Солнца, часть из них образует круговой ток вокруг Земли, расположенный в плоскости экватора на расстоянии порядка 6—7 земных радиусов от ее поверхности. Действием этого кругового тока корпускулы и оттягиваются от полярных широт в средние и тем больше, чем сильнее этот ток.

Кроме того, недостатком теории является то, что не удается объяснить, каким образом одноименно заряженные частицы, образующие, как принимается в этой теории, узкий пучок, достигают Земли, не рассеиваясь сколько-нибудь заметно на своем пути в силу электростатического отталкивания. В связи с этим Чепменом и Ферраро было высказано предположение, что корпускулярный поток, выбрасываемый из активных областей Солнца и вызывающий сияния, в целом является нейтральным и состоит из положительных ионизированных атомов и электронов. Такой поток уже не будет рассеиваться вследствие электростатического отталкивания. При приближении к Земле в этом потоке, движущемся со средней скоростью порядка 1000-2000 км/сек, уже на расстоянии в несколько земных радиусов под действием магнитного поля Земли положительные частицы начинают отклоняться к западу, а отрицательные - к востоку. И в то же время их движение затормаживается магнитным полем Земли. В результате Земля оказывается как бы в полости этого потока, на противоположных стенках которой будут сосредоточены заряды разных знаков. Это вызовет электрическое поле, под действием которого заряды будут переходить от одной стенки к другой и полость замкнется, образуя круговой ток, протекающий в экваториальной плоскости Земли в западном направлении. Эта теория удовлетворительно объясняет образование экваториального кругового тока и тем самым расширение зоны полярных сияний. Однако она мало

затрагивает основной вопрос о происхождении самих полярных сияний. Согласно данной теории, полярные сияния возникают не как результат непосредственных соударений солнечных корпускул с молекулами и атомами верхних слоев атмосферы, а как следствие электрических разрядов между стенками полости в потоке корпускул и ионосферой. Дальнейшее развитие этой теории приводит к мысли, что еще за некоторое время до того, как замкнется круговой экваториальный ток, часть корпускул, образующих нейтральный поток, может проникнуть в полярные районы и вызвать там полярные сияния.

Остановимся на возможных причинах глубокого проникновения корпускул в земную атмосферу. И. С. Шкловский выдвинул гипотезу, основанную на механизме так называемой перезарядки солнечных протонов при столкновении с атомами и молекулами земной атмосферы, в результате чего часть своего пути они движутся как нейтральные атомы водорода. Большое внимание уделяется также вопросу о формировании потока корпускул и его распространении в мировом пространстве. По теории Беннета и Хальберта поток корпускул, оставаясь все время почти нейтральным, будет распространяться в виде узкой струи в силу так называемой магнитной самофокусировки. Не имея возможности сколько-нибудь подробно останавливаться на этих и других теориях, кратко упомянем еще лишь о так называемой «ультрафиолетовой» теории. Согласно этой теории, ионизированные частицы, ответственные за полярные сияния, образуются в самой атмосфере в результате ионизации ультрафиолетовыми лучами Солнца во время сильных вспышек ультрафиолетового излучения. Ионизация частиц происходит на очень больших высотах (десятки тысяч километров), на которые могут проникать некоторые из молекул и атомов газов земной атмосферы, имеющих при большой разреженности верхних слоев атмосферы очень большую длину свободного пробега. Возвращаясь к земной

поверхности, ионизированные частицы будут действием магнитного поля отклоняться в сторону полярных областей, где и смогут вызвать полярные сияния. Эта теория достаточно успешно объясняет некоторые опытные данные, но встречает большое число серьезных возражений. В настоящее время, когда существование солнечных корпускулярных потоков доказано, «ультрафиолетовая» теория большинством исследователей оставлена.

В заключение можно сказать, что пока еще нет окончательно разработано полной теории полярных сияний, но вероятнее всего она будет развита на основе теории Биркеланда-Штермера с учетом тех особенностей, которые будут установлены для электрически «квазинейтрального» потока корпускул, излучаемых Солнцем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Атмосферное электричество представляет собой обширную и сильно разветвленную область физики атмосферы. В целях систематизации материала проводится разграничение отдельных аспектов этой области. Однако нужно помнить о том, что это разграничение может быть лишь условным. В действительности токи проводимости атмосферы, токи с острий и токи частиц осадков, выпадающих из облака, с одной стороны, и отдельные облака, которые являются генераторами электрических зарядов земли и атмосферы и при формировании которых реализуется энергия неустойчивости атмосферы, – с другой, существуют в самой тесной взаимосвязи и представляют собой единый процесс энергообмена, охватывающий широкий спектр масштабов. Кроме того, данные спутниковых наблюдений последнего десятилетия свидетельствуют о том, что существуют механизмы энергообмена между нижними и верхними слоями атмосферы. Такой энергообмен осуществляется высотными разрядами, приводящими к перекачке энергии, накапливаемой грозовыми облаками, в среднюю атмосферу.

Одной из основных проблем атмосферного электричества является проблема формирования и действия глобальной атмосферно-электрической цепи (ГЭЦ). Очевидно, что модель ГЭЦ должна быть нестационарной и учитывать разнообразие нестационарных электрических процессов, происходящих в земной атмосфере и в верхнем слое литосферы, в том числе разрядные процессы, токи осадков, токи с острий, действие нестационарного конвективного генератора.

Электричество облаков неизменно остается в центре внимания исследователей атмосферного электричества. Грозовые облака в глобальной атмосферно-электрической

цепи играют роль генератора. В них одновременно действуют процессы самых разных масштабов – от молекулярного уровня до масштабов атмосферных фронтов.

Отдельно исследуются процессы возникновения и развития молнии.

За последнее два десятилетия изучение высотных разрядов в атмосфере превратилось в обширное, интенсивно развивающееся направление атмосферного электричества. И хотя этап накопления данных, характеризующих морфологию этих явлений, пока не завершен, уже можно перейти к исследованию более тонких особенностей структуры и динамики высотных разрядов.

Изучение электрических процессов в средней и верхней атмосфере выходит за рамки вопросов, традиционно изучаемых в курсе Атмосферного Электричества. Однако, современные исследования, установившие существование энергообмена между нижней и средней атмосферной, свидетельствуют о тесной связи электрических процессов, протекающих в толще атмосферы, условно разделяемой на отдельные слои.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аджиев А. Х., Стасенко В. Н., Тапасханов В. О.* Система грозопеленгации на Северном Кавказе. — Метеорология и гидрология, 2013, № 1, с. 5—11.

2. *Аджиев, А.Х., А.М. Абшаев, Р.А. Гятов.* (2013). Динамика электрических процессов в конвективных облаках / // Известия КБНЦ РАН.- В.3.- С.24-30.

3. *Александров М.С., Орлов А.В.* Сравнительный анализ методов местоопределения гроз.//Радиотехника и электроника. 2001 г., т.46, №3, С.304-312

4. *Анисимов С.В., Мареев Е.А.* (2008). Геофизические исследования глобальной электрической цепи //Физика Земли.№10. С. 8—18.

5. *Базелян Э.М.* (2004). Физические и инженерные основы молниезащиты. – Л.: Гидрометеоиздат, 222 с.

6. *Бекряев В.И.* (2009). Молнии, спрайты и джеты. СПб: РГГМУ. 98с.

7. Гальперин *С.М., Кашлева Л.В., Михайловский Ю.П., Степаненко В.Д.* Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях (самолетные исследования). // Вопросы атмосферного электричества. Сб. статей. Гидрометеоиздат, Л., 1990. 76-102.

8. *Имянитов И.М.* Приборы и методы для изучения электричества атмосферы – Л.: Гостехиздат, 1957 – 263 с.

9. *Имянитов И.М.* (1981). Строение и условия развития грозовых облаков. – Метеорология и гидрология. №3, с 4-17.

10. *Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М.* (1971). Электричество облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 93 с.

11. *Качурин Л.Г.*(1990). Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л.Гидрометеоиздат, 1990.

12. *Качурин Л.Г., Бекряев В.И.*(1960). Исследование процесса электризации кристаллизующейся воды. ДАН СССР, т.130, № 1, с.57-60.

13. *Кашлева Л.В.* (2008). Атмосферное электричество. Учебное пособие. — СПб: РГГМУ. 116 с.

14. *Кашлева Л.В., Михайловский Ю.П., Михайловский В.Ю.*(2016). Механизмы электризации облачных гидрометеоров в грозовых облаках. Ученые записки РГГМУ, № 45, стр. 119-131.

15. *Кашлева Л.В., Баранова М.Е., Михайловский Ю.П.* (2018) К расчету электрических параметров тропосферы в условиях «хорошей погоды». Труды ГГО. 2018. Вып. 588. С. 124-138.

16. *Киселев М.Д.* (2015). Космические лучи и их ускорение. nuclphys.simp.msu.ru/ru>

17. *Кононов И.И., Петренко И.А., Снегуров В.С.* Радиотехнические методы местоопределения грозовых очагов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 222 с.

18. *Мареев Е. А. (2010)* Достижения и перспективы исследований глобальной электрической цепи // УФН. Т. 180, № 5. С. 527–534.

19. *Мареев Е.А., Трахтенгерц В. Ю.* (2007). Загадки атмосферного электричества //Природа. № 3. С. 24—-33.

20. *Михайловский Ю.П.* (2014). О технологии контроля напряженности электрического поля атмосферы и облаков с помощью самолетов-лабораторий // Методы и устройства передачи и обработки информации. № 16. С.41—45.

21. *Михайловский Ю.П.*(2016). О верификации численных моделей конвективных облаков на основе результатов самолетных исследований электризации. (2016). Труды ГГО, вып. 580, 2016, с.125-138.

22. *Михайловский Ю.П , Белов Б.А, Евтеев Б.Ф.* О точности измерений напряженности электрического поля атмосферы и заряда самолета с помощью самолетов –

лабораторий., Вопросы атмосферного электричества, Сб. статей, 1990, с.138-146

23. *Михайловский Ю.П., А. А. Синькевич, С. Д. Павар, В. Гопалакришнан, Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, Е. В. Богданов, А. Б. Куров, А. Х. Аджиев, А. М. Малкарова, А. М. Абшаев.* (2017). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков. — Метеорология и гидрология, № 6, с. 31—45.

24. *Морозов В.Н.*(1991). Глобальная атмосферно-электрическая токовая цепь /В справочнике «Атмосфера» — Л.: Гидрометеоиздат. С. 395—408.

25. *Морозов В.Н.* (2011). Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов с учетом влияния аэрозольных частиц и радиоактивных веществ. — СПб: Изд-во РГГМУ. 253 с.

26. *Мучник В.М.*(1974). Физика грозы. Л., Гидрометеоиздат, 351с.

27. *Мучник В.М., Фишман Б.* (1982). Электризация рубодисперсных аэрозолей в атмосфере. – Л.: Гидрометеоиздат. 351 с.

28. *Пачин В.А.* (1984). К оценке параметров электрического состояния облаков по данным о напряженности электрического поля. Труды ГГО, вып.474, с. 38-46.

29. *Синькевич А,А., Ю. П. Михайловский, Ю.А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, Е. В. Богданов, А. Х. Аджиев, А. М. Малкарова, А. М. Абшаев*. (2016). Исследования развития грозо–градового облака. Часть 1. Развитие облака и формирование электрических разрядов. Метеорология и гидрология. 2016. №9. – С. 27 – 40.

30. *Смирнов В. В.* Ионизация в тропосфере. (1992), С.-П.: Гидрометеоиздат. 312 с.

31. *Степаненко В.Д., Гальперин С.М.* Радиотехнические методы исследования гроз. Л.: Гидрометеоиздат,1983.-204с.

32. *Тверской П.Н.* (1964). Курс метеорологии (физика атмосферы). Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат. 698 с.

33. *Чалмерс Дж.Л.* (1974). Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеоиздат, 420 с.

34. *Шварц Я.М., Огуряева Л. В*. (1987). Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. № 7. С. 59—64.

35. *Шотланд Б.* Полет Молнии /Пер. с анг. (1970). – М.: Московское отделение гидрометеоиздата.- 160 с.

36. *Rakov V.A., M.A. Uman*. (2006). Lightning. Physics and effects.- Cambridge: Univercity.- 687p.

37. *Rycroft M. J., Harrison R. G., Nicoll K. A., Mareev E. A.* (2008). An overview of Earth’s global electric circuit and atmospheric conductivity // Space Sci. Rev. 2008. V. 137, no. 1–4. P. 3–105

38. *Roble R.G., Tzur, I.* (1986). The global atmospheric-electrical circuit.The Earth's Electrical Environment. Vol. // Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington, DC. – P.206–231.

39. *Saunders C.P.R.*(1994). Thunderstorm electrification laboratory experiments and charging mechanisms. J.Geoph. Res., 1994, N. D5, p. 10773-10779.

40. *SaundersC.P.R.*.(2008). Charge Separation Mechanisms in Clouds. Space Sci Rev, 2008, v. 137, pp. 335–353

41. Sprites, Elves and Intense Lightnign Disscharges/ NATO Science Series/ V. 225. Ed.: M. Fullekrug, E. Mareev, M. Rycroft. Springer, 2006.398 p.

42. *Williams E.R.* (1989). The Tripole Structure of Thunderstorms. Journal of Geophysical Research, v 94, N. D11, p. 113151-13167.

43. *Williams E., Mareev E.* (2014). Recent progress on the global electrical circuit // Atmos. Res. V. 135–136. P. 208–227.

44. http://www.ionization.ru/ru/content/4 -НПО «ЯНТАЬ» (дата обращения 25.12.2018)

45. http://www.ionization.ru НПФ «Янтарь». О структуре легких атмосферных ионов, (дата обращения 15.11.2018)

46. http://www.vaisala.ru/ru/products/ thunderstormandlightningdetection systems/ Pages/default.aspx. , (дата обращения 25.01.2019)

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
Введение 5
Часть I. Электричество нижних слоев атмосферы
Глава 1. Ионизационное состояние атмосферы
1.1. Основные понятия. Ионы в атмосфере и ее проводимость 7
1.2. Процесс ионообразования в атмосфере 19
1.3. Исчезновение ионов. Условия ионного равновесия 28
1.4. Концентрация ионов и проводимость атмосферыпо даннымнаблюдений 33
Задачи и контрольные вопросы 39

Глава 2. Электрическое поле в атмосфере. 41
2.1. Основные соотношения. 41
2.2. Напряженность электрического поля по данным наблюдений 47
2.3. Годовой и суточный ход напряженности электрическогополя. 51
2.4 Изменение с высотой электрических параметров тропосферы 53
2.5. Связь между напряженностью электрического поля и другими атмосферно-электрическими и метеорологическими элементами 59
Задачи и контрольные вопросы. 62

Глава 3. Электричество облаков 64
3.1. Общее описание. 64
3.2. Механизмы электризации облачных элементов. (Механизмы микроэлектризации). 66
3.3. Организованная макроэлетризация облака. 74
3.4. Электричество слоистообразных облаков 76

3.5. Электричество конвективных облаков. 78
3.5.1. Строение и фазы жизни грозового облака 79
3.5.2. Начало организованной электризации конвективных облаков 80
3.5.3. Заряды и электрические поля грозовых облаков 99
3.5.4. Молнии 107
3.5.5. Высотные разряды в атмосфере 115
3.6. Распределение грозовой деятельности по земной поверхности. 118
3.7.Атмосферики. 119
Задачи и контрольные вопросы. 122

Глава 4. Глобальная атмосферно-электрическая цепь 125
4.1. Слой выравнивания. Квазистационарное электрическое состояние атмосферы 125
4. 2. Концепция ГЭЦ 128
4.3. Электрические токи в атмосфере 132
4.3. Баланс электрических токов в атмосфере 140
Задачи и контрольные вопросы. 148

Глава 5. Методы и средства измерения атмосферно-электрических характеристик атмосферы и облаков 151
5.1. Методы и средства для измерения полярной электрической проводимости атмосферы 151
5.2. Методы и приборы для измерения потенциала электрического поля атмосферы и облаков 157
5.3.Методы и приборы для измерения напряженностиэлектрического поля атмосферы и облаков 158
5.4. Методы и приборы для измерения объемного заряда в атмосфере и облаках 166
5.5. Методы и приборы для измерения зарядов на частицах осадков 167

5.6. Особенности измерений электрических характеристик атмосферы с борта самолета и других летательных аппаратов 167
5.7. Методы и средства определения координат и других характеристик молний 177

Часть II. Электричество верхних слоев атмосферы 185
Глава 1. Ионосфера. 185
1.1. Ионосфера. Образование ионизированного слоя 185
1.2. Распространение электромагнитных волн в ионосфере 190
1.3. Строение ионосферы 194
Задачи и контрольные вопросы 195

Глава 2. Магнитосфера 197
2.1. Строение магнитосферы. 197
2.2. Радиационные пояса Земли. 204
Задачи и контрольные вопросы. 204

Глава 3. Полярные сияния 205
3. 1. Географическое распределение полярных сияний и их формы 205
3.2. Высота полярных сияний. Их расположение в пространстве. Периодические вариации. 207
3.3. Цвет, интенсивность свечения, спектр полярных сияний. 208
3.4. Теория полярных сияний. 210
Заключение 216
Литература 218
Содержание 223

Учебное пособие

Кашлева Лариса Владимировна,
доцент кафедры МКОА, канд.ф.-м. наук

Михайловский Юрий Павлович,
доцент кафедры МКОА, канд.ф.-м. наук

Атмосферное электричество

Печатается в авторской редакции.

Подписано в печать 24.10.2019. Формат 60×90 1/16. Гарнитура Times New Roman. Печать цифровая. Усл. печ. л. 14,125. Тираж 300 экз. Заказ № 828.
РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская, 79.