

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

**ФИЗИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ**



*имени  
П.Н. Лебедева*

**Ф И А Н**

ПРЕПРИНТ В.И. ЕРМАКОВ, Ю.И. СТОЖКОВ

**2**

**ФИЗИКА ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ**

**МОСКВА 2004**

## СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
<b>ФИЗИКА ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ</b>	
Введение	2
1. Общие сведения о грозовых облаках	3
2. Известные механизмы образования грозовых облаков	4
3. Условия, необходимые для зарождения и развития грозового облака	5
4. Ионизация атмосферы	6
5. Зарождение грозового облака	7
6. Развитие грозового облака	12
7. Распад грозового облака	13
8. Грозовое облако – мощный электрический генератор	14
9. Грозовое облако – мощный воздушный насос	15
10. Основные особенности изложенного механизма	15
11. Наблюдения за грозовой активностью	16
12. Грозовая активность над океанами	18
13. Красные спрайты и голубые струи	18
14. Глобальная электрическая токовая цепь	20
15. Усилительное свойство грозового облака	20
16. От чего зависит грозовая активность	21
17. Молниезащита	24
Заключение	25
Литература	26

## **РОЛЬ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В ОБРАЗОВАНИИ МОЛНИЙ**

Введение	31
1. Космические лучи в атмосфере Земли	32
2. Колонная ионизация воздуха высокоэнергичными космическими частицами	32
3. Образование молний	34
Заключение	36
Литература	37
Адрес для контактов	38

# **ФИЗИКА ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ**

В.И. Ермаков, Ю.И. Стожков<sup>1</sup>

Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета,  
г. Долгопрудный, Московской области

<sup>1</sup>Физический институт им. П. Н. Лебедева, РАН, Москва

## **Аннотация**

Изложены последние достижения, которые были получены при изучении физики грозовых облаков, как у нас в стране, так и за рубежом. Рассмотрен новый механизм образования грозовых облаков, в котором одну из ключевых ролей играют ионизирующие атмосферу излучения. Ни в одном из механизмов образования грозовых облаков, предложенных ранее, эти излучения во внимание вообще не принимались.

## **Введение**

На земном шаре ~ 60 % небосвода всегда закрыто облаками [1 - 3]. Количество облаков в том или ином регионе зависит от его географических координат и от времени. В одних регионах почти весь год ясно, в других – пасмурно, а в третьих – отчетливо заметен сезонный ход осадков. Совокупность находящихся в атмосфере облаков, или облачный покров, является самым мощным и изменчивым регулятором радиационного режима атмосферы и подстилающей поверхности. Поэтому облачный покров относится к числу основных факторов формирования погоды и климата на Земле [4].

По своим электрическим характеристикам облака подразделяются на грозовые и негрозовые. Обычно грозовым облаком называется такое кучево-дождевое облако, внутри которого (или между ним и поверхностью Земли) наблюдаются молнии. Физически молния представляет собой кратковременный электрический разряд, длина которого обычно равна нескольким километрам. Наличие молний – главная отличительная особенность грозовых облаков.

Грозовые облака по сравнению с негрозовыми появляются гораздо реже. По всему земному шару они покрывают примерно в 300 раз меньшую площадь, чем негрозовые [5]. Однако в отличие от негрозовых облаков они являются самыми водонасыщенными и имеют самую большую вертикальную протяженность. Время существования грозового облака от момента его зарождения до распада весьма мало (около часа). По этим причинам общее количество воды, выливаемой из грозовых облаков в некоторых районах земного шара (например, в тропиках), сравнимо с количеством воды, выливаемой из негрозовых облаков.

Изложению физики негрозовых облаков посвящено много работ (см., например, [6-10]). В то же время число работ по физике грозовых облаков весьма ограничено.

Изучение электрической природы грозовых облаков было начато еще во времена Б. Франклина и М. Ломоносова и продолжается до сих пор. В результате был накоплен большой экспериментальный материал, как о самих грозовых облаках, так и об атмосферном электричестве в целом, а также был предложен ряд физических механизмов образования грозовых облаков. Несмотря на это, физические процессы образования грозовых облаков до сих пор окончательно не раскрыты.

В последнее время изучению грозовых облаков в мире уделяется большое внимание. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что на 11-ой Международной конференции по атмосферному электричеству (Алабама, США, 1999 г.) было представлено 186 докладов, на 12-ой Международной конференции по атмосферному электричеству (Версаль, Франция, 2003 г.) было представлено более 240 докладов. Из общего числа этих докладов более 90 % было посвящено изучению гроз. На 5-ой Российской конференции по атмосферному электричеству (Владимир, 2003 г.) было представлено 207 докладов, многие из которых были посвящены этой же теме.

В настоящем препринте изложены последние достижения, которые были получены при изучении физики грозовых облаков, как у нас в стране, так и за рубежом. Рассматривается новый механизм образования грозовых облаков, в котором одну из ключевых ролей играют ионизирующие атмосферу излучения. Ни в одном из механизмов образования грозовых облаков, предложенных ранее, эти излучения вообще не рассматривались.

### **1. Общие сведения о грозовых облаках**

На земном шаре одновременно "гремит" (1000 ÷ 2000) гроз [11, 12]. Это значит, что одновременно в атмосфере находится около (1000 ÷ 2000) электрически активных грозовых облаков. Из наблюдений известно, что среднее время электрической активности одного грозового облака ~ (20 ÷ 30) минут [10]. С учетом этих данных общее количество грозовых облаков, образуемых за сутки, равно ~  $10^5$ .

По всему земному шару грозовые облака распределены неравномерно. Основная их часть (~ 75%) наблюдается в диапазоне широт между 30° S и 30° N, где они образуются в течение всего года [13]. На более высоких широтах такие облака наблюдаются, в основном, в летнее время. Наиболее часто грозовые облака появляются в районах гор. Грозовая активность усиливается во время извержений вулканов и землетрясений. Обнаружено усиление грозовой активности в районах расположения атомных электростанций и в районах, где в атмосфере присутствуют радиоактивные облака.

Наибольшая интенсивность гроз на земном шаре наблюдается в трех секторах (или грозовых очагах): в Индонезийском (или Азиатском), Африканском (Африка и Европа) и Американском (Центральная Америка

и северная часть Южной Америки). Грозовая активность в двух последних секторах наиболее интенсивна [13].

Грозовое облако представляет собой локализованную область резко выраженной конвективной и электрической активности. Оно может состоять из одной или нескольких ячеек. Средний радиус основания одной грозовой ячейки  $R \approx 2$  км, в средних широтах вершина типичной ячейки расположена на высотах (8 ÷ 12) км [10]. В гигантских грозовых облаках, которые, как правило, появляются в тропических широтах, она может достигать 20 км [14]. Время жизни ячейки от момента ее зарождения до распада около 1 часа [10].

Обычно развитие грозового облака делят на три стадии: зарождения, развития (зрелости) и распада. Стадия зарождения характеризуется наличием достаточно мощных восходящих потоков теплого влажного воздуха и появлением первых молний. В стадии развития усиливаются электрическая активность, восходящие потоки и влагосодержание облака, а в стадии распада наблюдается затухание восходящих движений воздуха, уменьшение электрической активности и выпадение осадков [10].

## **2. Известные механизмы образования грозовых облаков**

В физике образования грозовых облаков главными являются следующие вопросы: а). каким образом внутри облака в микромасштабных размерах появляются разноименные заряды; б). каким образом происходит пространственное макромасштабное (на расстояние в несколько километров) разделение этих зарядов, сопровождаемое появлением сильного электрического поля в облаке; в). как образуются молниевые разряды. В настоящее время известно несколько механизмов, объясняющих образование грозовых облаков.

Существуют механизмы, в соответствии с которыми пространственное разделение электрических зарядов и появление сильного электрического поля в грозовом облаке связано с наличием ледяной фазы в облаке, а также с наличием осадков. Число таких механизмов с течением времени непрерывно растет (см., например, [15-17]). Их общим недостатком является то, что в рамках этих механизмов нельзя объяснить появление молний в теплых облаках, где отсутствует ледяная фаза, а также в тех случаях, когда осадки не наблюдаются.

Известен конвективный механизм образования электричества грозового облака, в соответствии с которым, заряды поставляются в облако с острий, находящихся на поверхности Земли, и молниями. Существует также индукционный механизм зарядки грозового облака [15]. Оба эти механизма несостоятельны с энергетической точки зрения.

Главным недостатком всех известных механизмов образования грозовых облаков является то, что в них отсутствует тот источник энергии, который мог бы обеспечить развитие (рост) грозового облака. В процессе развития такого облака из приземного слоя атмосферы на высоту в несколько километров за время менее 1 часа поднимается большое

количество воды, до  $(2 \div 4) \cdot 10^5$  тонн [18]. Известные механизмы не дают ответ на вопрос о том, откуда берется энергия для этого процесса.

Другим недостатком известных механизмов относится и то, что они не дают ответа на вопрос об образовании молниевых разрядов. Как известно из наблюдений, молнии в облаках появляются при напряженностях электрического поля  $E$  не более чем  $\sim 3$  кВ/см [19], хотя пробивное напряжение воздуха на высотах образования грозовых облаков требует  $E \sim (10 \div 30)$  кВ/см [20].

### **3. Условия, необходимые для зарождения и развития грозового облака**

Многолетние наблюдения за грозовыми облаками, проведенные в разных географических районах, указывают на наличие определенных закономерностей в частоте появления этих облаков. Грозовые облака не появляются в районах пустынь, где воздух сухой, они не появляются в тех районах, где воздух холодный, а появляются там, где воздух теплый и влажный. В тропиках воздух теплый всегда, а на более высоких широтах он теплый в летнее время. Физическая причина указанных закономерностей заключается в том, что для образования грозового облака требуется много влаги (водяного пара). Как известно, при одной и той же относительной влажности теплый воздух содержит значительно больше влаги, чем холодный.

Обычно грозовые облака появляются в области развитой конвекции, где скорость восходящих движений воздуха максимальна и может достигать нескольких метров в секунду. Существует термическая и динамическая конвекция.

Термическая конвекция возникает над сушей в теплое время года, днем в результате неоднородного нагревания ее поверхности (лес и степь, пашни и луга и т.д.). Над морем она создается чаще всего ночью, когда поверхность воды становится теплее прилегающих к ней слоев воздуха. Нагретый объем воздуха может подниматься до тех пор, пока его температура не сравняется с окружающей средой [9].

Динамической конвекцией принято называть вертикальное перемещение воздуха, происходящее на холодном фронте, т.е. на фронте, движущемся в сторону теплой воздушной массы. Наиболее часто динамическая конвекция наблюдается над горными районами, где теплый воздух движется в сторону гор, и где наблюдаются наиболее сильные восходящие движения воздуха.

В поднимающемся из приземного слоя воздухе всегда присутствуют аэрозольные частицы, которые являются потенциальными ядрами конденсации водяного пара в облаке. Геометрические размеры этих частиц охватывают диапазон от  $5 \cdot 10^{-7}$  до  $10^{-5}$  см [7]. Химический состав аэрозольных частиц в основном определяется составом того участка земной поверхности, над которым находится приземный слой атмосферы. Из наблюдений известно, что концентрация аэрозольных частиц над континентами, как правило, во много раз больше, чем над океанами. Над

сушей она может достигать значений до  $\sim 10^5 \text{ см}^{-3}$ , а над океанами не превышает нескольких сотен частиц в  $\text{см}^3$  [7].

Известно также, что атмосфера всегда и на всех высотах ионизована. Поэтому в восходящих потоках воздуха всегда присутствуют разноименно заряженные частицы (легкие ионы, а также тяжелые ионы - заряженные аэрозольные частицы с размерами  $> 10^{-7} \text{ см}$ ) [21].

Таким образом, результаты наблюдений за атмосферой и грозowymi облаками указывают на то, что для зарождения грозowych облаков необходимым условием является наличие достаточно мощных восходящих потоков теплого, влажного и ионизованного воздуха, содержащего аэрозольные частицы - потенциальные ядра конденсации водяного пара. Обычно такие потоки наблюдаются в областях развитой конвекции.

Как будет показано ниже, для развития грозowych облаков с наблюдаемыми значениями их электрической активности, влагосодержания и скорости роста необходимым условием является ионизация атмосферы на всех высотах, начиная от поверхности Земли и кончая магнитосферой.

#### 4. Ионизация атмосферы

В приземном слое атмосферы (до высот  $< 3 \text{ км}$ ) основными источниками ионизации воздуха являются галактические космические лучи и радиоактивные газы радон  $^{222}\text{Rn}$  и торон  $^{220}\text{Rn}$  (а также радиоактивные продукты их распада) [22]. Радиоактивные газы поступают в атмосферу из земной коры. Наиболее высокое их содержание наблюдается в горных районах в местах разломов, в богатых гумусом почвах, в хлебных злаках, в местах фосфатных месторождений и др. В морской воде их содержание незначительно. Поэтому в приземном слое атмосферы над континентами основными ионизаторами воздуха являются космические лучи и радиоактивные газы, а над океанами - только космические лучи. Поток галактических космических лучей у поверхности Земли слабо зависит от географических координат и от времени.

В тропо- и стратосфере основным ионизатором воздуха являются галактические космические лучи. В тех же районах тропосферы, где присутствуют грозowe облака, мощными ионизаторами воздуха являются молнии.

До последнего времени полагали, что связь процесса ионизация воздуха космическими лучами и процесса рекомбинации ионов может быть представлена квадратичным уравнением баланса ионов  $q = \alpha \cdot n^2$ , где  $q$  - скорость ионообразования, пропорциональная интенсивности галактических космических лучей,  $n$  - концентрация образуемых ионов, а  $\alpha$  - коэффициент ионной рекомбинации. Никаких экспериментальных подтверждений этого предположения не было.

В последние годы в результате анализа данных баллонных измерений концентрации ионов и потока галактических космических лучей в атмосфере на высотах от поверхности Земли до 30 - 35 км было установлено, что уравнение баланса ионов имеет линейный вид  $q = \beta \cdot n$ ,

где  $\beta$  - коэффициент рекомбинации ионов [23 - 25]. Следует отметить, что  $\alpha$  и  $\beta$  - разные по величине и размерностям коэффициенты. Из квадратичного и линейного уравнений следуют разные зависимости  $n$  от  $q$ : в случае квадратичного уравнения  $n \sim (q)^{0.5}$ , а в случае линейного  $n \sim q$ . Скорость ионообразования  $q$  связана с потоком космических лучей  $I$  соотношением  $q = I \cdot \sigma \cdot M$ , где  $\sigma$  - эффективное сечение ионизации воздуха космическими лучами, а  $M$  - концентрация молекул в воздухе. Величина  $\sigma$  слабо зависит от высоты в атмосфере (кроме полярных широт в минимуме солнечной активности) и равна  $\sim 2 \cdot 10^{-18} \text{ см}^2$ . Найденная зависимость указывает на то, что в действительности связь между концентрацией ионов в атмосфере и потоком космических лучей является более сильной ( $n \sim I$ ), чем предполагалось ранее ( $n \sim (I)^{0.5}$ ).

Полученный результат является весьма важным при рассмотрении вопроса о связи вариаций концентрации ионов  $n$  (и электропроводности воздуха) с вариациями потока галактических космических лучей. В зависимости от уровня солнечной активности вариации космических лучей в верхних слоях атмосферы достигают значений  $\Delta I/I \sim 100\%$  [26]. При ионизации воздуха в соответствии с линейным уравнением вариации  $n$  должны быть такими же, т.е.  $(\Delta n/n) \sim (\Delta I/I)$ . Если бы ионизация воздуха происходила в соответствии с квадратичным уравнением, то изменения  $n$  были бы в 2 раза меньше.

На ионосферных высотах от (50 - 60) км до  $\sim 1000$  км основными ионизаторами атмосферы являются ультрафиолетовое (УФ) и рентгеновское (X) излучения Солнца. Эти излучения сильно зависят от солнечной активности и в зависимости от нее могут изменяться в десятки и сотни раз. Поглощаются они преимущественно на больших высотах в атмосфере. Наиболее глубоко в атмосферу (до 50 км и ниже) проникает жесткое рентгеновское излучение, однако его интенсивность в невозмущенных условиях весьма мала.

На высотах более 1000 км, т.е. в магнитосфере, концентрация заряженных частиц (преимущественно электронов и протонов), зависит в основном от высокоскоростного солнечного ветра, исходящего из активных областей или корональных дыр Солнца и проникающего на большую глубину в магнитосферу. Интенсивность проникающего в магнитосферу высокоскоростного ветра зависит от расположения активных областей и корональных дыр на диске Солнца.

## 5. Зарождение грозового облака

Непосредственной причиной, приводящей к образованию любых облаков, в том числе и грозовых, является конденсация содержащегося в воздухе водяного пара, в результате которой в атмосфере появляются капли. Этот процесс происходит при наличии в воздухе пересыщенного пара и так называемых ядер конденсации. Пересыщенный пар в атмосфере образуется при охлаждении влажного воздуха во время его подъема. Роль ядер конденсации выполняют смачиваемые (нежирные) аэрозольные частицы.

В восходящих потоках влажного воздуха наряду с незаряженными ядрами всегда присутствуют положительно и отрицательно заряженные ядра. На любых из них может происходить конденсация влаги. Дж. Таунсенд и Ч. Вильсон разными экспериментальными методами установили, что конденсация влаги в воздухе на отрицательно заряженных ядрах начинается при меньших пересыщениях пара, чем на положительно заряженных или нейтральных ядрах [28]. Теоретическое объяснение этого явления было дано А.И. Русановым [29]. Он показал, что в случае полярных жидкостей (вода – полярная жидкость) коэффициент поверхностного натяжения воды зависит как от величины, так и от знака заряда ядра конденсации. Для отрицательно заряженных ядер величина этого коэффициента значительно меньше, чем для положительно заряженных. Поэтому вероятность возникновения отрицательно заряженных зародышей капель выше, чем положительно заряженных. При пересыщениях пара  $\sim 1\%$  отношение вероятностей возникновения отрицательно и положительно заряженных зародышей капель или отношение концентраций этих зародышей  $\sim (10^3 \div 10^4)$ . Это означает, что в случае небольших пересыщений в атмосфере конденсационная активность отрицательно заряженных ядер на порядки выше, чем положительных, так что конденсация происходит преимущественно на отрицательно заряженных ядрах [29].

Как только в поднимающемся из приземного слоя воздухе появляется пересыщенный пар, начинается процесс образования облака – конденсация влаги и быстрый рост капель, происходящий преимущественно на отрицательно заряженных ядрах. В процессе конденсации капли растут до размеров  $(1 \div 2)$  мкм [5]. Далее их рост происходит преимущественно за счет коагуляции капель. Под действием сил тяготения движение капель вверх сильно замедляется. В свою очередь, на положительно заряженных ядрах процесс конденсации влаги замедлен (для этого требуются значительно бóльшие пересыщения пара, которые наблюдаются на значительно бóльших высотах), и эти ядра вместе с восходящим потоком воздуха продолжают движение вверх. В результате в облаке происходит макромасштабное пространственное разделение зарядов с образованием отрицательного объемного заряда внизу и положительного – наверху.

Следует особо отметить, что процесс конденсации пара на ядрах происходит без каких-либо затрат энергии. Наоборот, в процессе конденсации пара в атмосфере выделяется энергия – скрытая теплота, равная теплоте парообразования.

Выделяющаяся при конденсации пара скрытая теплота способствует усилению восходящих потоков воздуха и усилению процесса разделения разноименных зарядов в зарождающемся облаке. Из-за разделения и роста объемных зарядов в облаке увеличивается напряженность электрического поля  $E$ . Это поле способствует усилению процесса коагуляции капель и тем самым усиливает процесс разделения зарядов [15].

Как только в облаке величина  $E$  достигает значений  $(2 - 3)$  кВ/см в нем появляются молнии. Измерения величины  $E$ , выполненные на

баллонах, показали, что в грозовых облаках, как правило, значения  $E$  менее  $2 \text{ кВ/см}$  [30]. Измерения на самолете показали, что максимальные значения  $E$  не превышали  $3 \text{ кВ/см}$  [31]. Эти максимальные значения наблюдались в момент появления молниевых разрядов.

Основная причина появления молний в грозовых облаках при столь низких напряженностях поля ( $E \approx (2 \div 3) \text{ кВ/см}$ ) заключается в следующем. На высотах расположения грозовых облаков пробивное напряжение в неионизованном облаке должно лежать в пределах  $(10 \div 30) \text{ кВ/см}$  [10]. В то же время известно, что при облучении воздуха (как сухого, так и влажного) высокоэнергичными частицами электрические разряды появляются при напряженностях электрического поля порядка  $(2 \div 3) \text{ кВ/см}$ . Разряды проходят по ионизованным следам этих частиц. На этом принципе основана работа искровых камер, используемых для регистрации заряженных частиц [32]. Атмосфера непрерывно облучается космическими лучами – высокоэнергичными заряженными частицами, поэтому при появлении в грозовом облаке электрических полей с  $E \approx (2 \div 3) \text{ кВ/см}$  космические лучи могут инициировать молниевые разряды [33 - 35].

Облако представляет собой диэлектрик, внутри которого распределены объемные заряды. Для появления внутриоблачного разряда необходимо наличие сильно разветвленного «проводящего дерева», по ветвям которого из одной части облака в другую может быть сброшен значительный объемный заряд. Появление такого «дерева» в облаке инициирует космическая частица сверхвысокой энергии  $\varepsilon > 10^{14} \text{ эВ}$ . Она образует в атмосфере так называемый широкий атмосферный ливень (*ШАЛ*). *ШАЛ* в грозовом облаке схематически показан на рис. 1 [33].

Продольная длина ливня может достигать  $10 \text{ км}$  и более. В поперечном направлении высокоэнергичные частицы ливня разлетаются на расстояния в сотни метров. Число высокоэнергичных частиц, рождаемых в ливне, превышает  $10^5$ . Ливни, рождаемые частицами с энергиями  $\varepsilon > 10^{15} \text{ эВ}$ , достигают поверхности земли [36]. Максимум частиц ливня находится на высоте  $X_m(\varepsilon) = 70.15 \cdot \log(\varepsilon) - 555.5$ . Здесь величина  $X_m$  выражена в  $\text{г/см}^2$ , а  $\varepsilon$  в  $\text{эВ}$  [37]. Интенсивность появления таких *ШАЛ* не зависит от времени и географической широты.

Как только  $E$  достигнет значений порядка  $(2 \div 3) \text{ кВ/см}$  внутри облака появляются внутриоблачные разряды, проходящие по ионизованным следам *ШАЛ* (см. рис. 2а.) Величину заряда, переносимого внутриоблачным разрядом, можно оценить следующим образом. Высокоэнергичная частица с  $\varepsilon > 10^{14} \text{ эВ}$  образует в многочисленных ионизованных следах *ШАЛ* около  $10^{10}$  свободных электронов с линейной плотностью  $n_e \approx 10^2 \text{ см}^{-1}$  при общей протяженности таких следов порядка  $10^8 \text{ см}$ . Под действием внешнего поля  $E$  эти электроны образуют электронные лавины, усиливающие ионизацию в следах *ШАЛ*. К моменту разряда радиус электронных лавин  $r_{\text{л}} \approx 1 \text{ мм}$ , коэффициент усиления лавины  $k_{\text{л}} \approx 7 \cdot 10^8$ , а концентрация электронов в следе  $n = n_e \cdot k_{\text{л}} \cdot 1/(\pi \cdot r_{\text{л}}^2) \approx 2 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-3}$  [38]. При такой концентрации электронов следы обладают

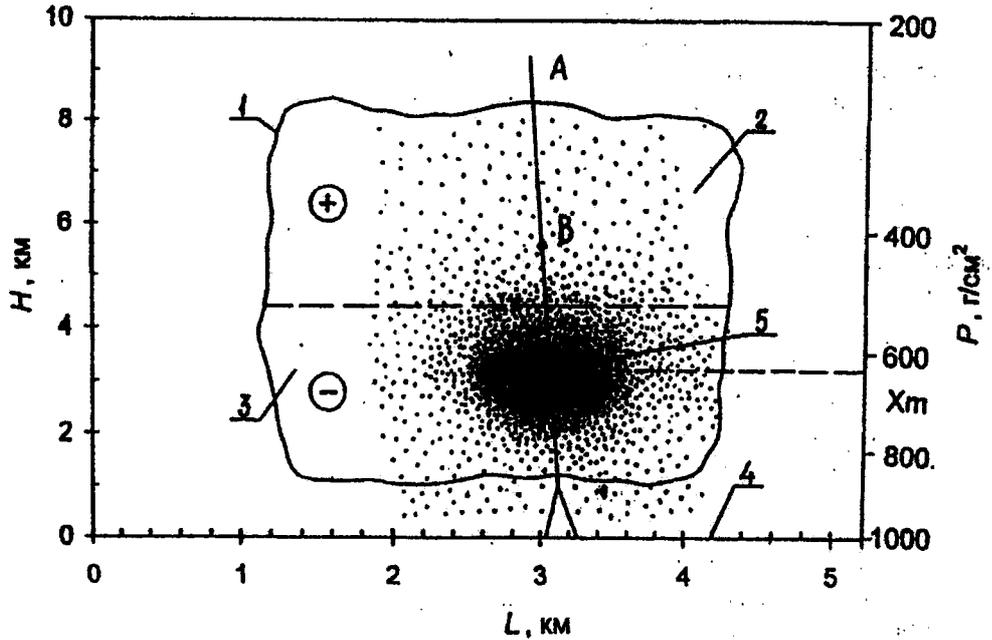


Рис. 1. Схематическая картина широкого атмосферного ливня (ШАЛ), образуемого в грозовом облаке высокоэнергичной частицей космических лучей:  $H$  — высота в атмосфере в км;  $L$  — горизонтальная протяженность облака в км; 1 — граница грозового облака; 2, 3 — области расположения избыточных положительных и отрицательных электрических зарядов в облаке (пунктирная линия — граница раздела зарядов); 4 — поверхность Земли; 5 — широкий атмосферный ливень;  $X_{max}$  — высота нахождения максимального числа частиц ливня, которые показаны точками; прямая  $A$  — трек высокоэнергичной космической частицы с  $\varepsilon > 10^{14}$  эВ;  $B$  — точка взаимодействия первичной частицы  $A$  с ядром атома воздуха; идущая вниз после точки  $B$  прямая изображает ствол ливня — треки высокоэнергичных вторичных частиц; большинство частиц ШАЛ соединено своими проводящими каналами с треком частицы  $A$ .

высокой электропроводностью, и по ним проходит внутриоблачный разряд.

Каждый разряд компенсирует электрическое поле внутри облака в объеме ШАЛ, по следам которого он проходит. В процессе разряда напряженность поля уменьшается от значения  $E \approx (2 \div 3) \text{ кВ/см}$  до значения  $E \approx (10 \div 20) \text{ В/см}$  [38]. При такой низкой напряженности поля  $E$  происходит гашение разряда.

Следует особо отметить, что внутриоблачные разряды уничтожают лишь сильное электрическое поле в облаке, но они не могут уничтожить основную часть находящегося на каплях заряда облака. Это обусловлено тем, что заряд облака является объемным, т.е. он примерно равномерно распределен по объему облака, а заряд, переносимый внутриоблачным разрядом, является линейным, т.к. он сосредоточен лишь в разрядных каналах. Во время молниевых разрядов в ту часть облака, где находится положительный заряд, нагнетается такой же величины отрицательный заряд. Т.к. этот заряд сосредоточен в линейных каналах молний, то его рекомбинация с объемным зарядом облака происходит в течение определенного промежутка времени.

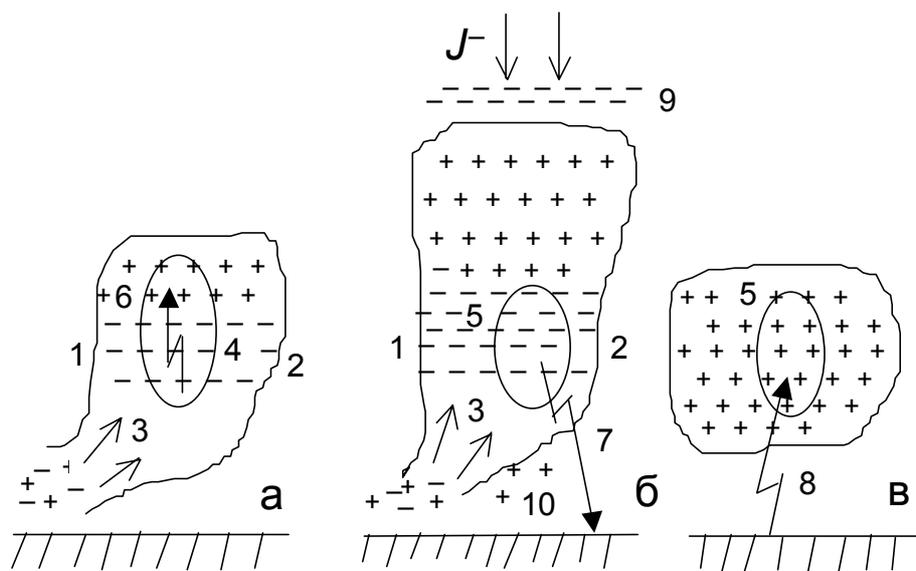


Рис. 2. Стадия зарождения (а), зрелости (б) и распада (в) грозового облака: 1 – область теплового фронта; 2 – область холодного фронта; 3 – восходящие потоки влажного ионизованного воздуха; 4 и 5 – области максимумов частиц широких атмосферных ливней (ШАЛ), рождаемых космическими частицами с энергиями  $\varepsilon \geq 10^{14}$  эВ и  $\varepsilon \geq 10^{15}$  эВ, соответственно; 6 – внутриоблачный молниевый разряд; 7, 8 – нисходящая и восходящая молнии;  $J$  – ток отрицательных ионов, текущий из ионосферы к вершине облака; 9 – экранирующий слой отрицательных ионов; 10 – положительный заряд у основания облака.

Частота появления внутриоблачных разрядов определяется, в основном, скоростью нарастания электрического поля в облаке и практически не зависит от частоты появления ШАЛ. В облаке с основанием  $\sim 13 \text{ км}^2$  интенсивность ШАЛ с  $\varepsilon > 10^{14}$  эВ равна  $\sim 1300 \text{ с}^{-1}$  [36].

С момента появления внутриоблачных разрядов само облако начинает генерировать электрические заряды. Количество электрон-ионных пар, рождаемых в следах одного ШАЛ электронными лавинами, не менее чем  $10^{12} \cdot 7 \cdot 10^8 = 7 \cdot 10^{20}$  пар ионов, а образуемые ими заряды противоположных знаков, составляют величину не менее  $Q \approx 7 \cdot 10^{20} \cdot 1.6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл} \approx 110 \text{ Кл}$  каждый. Большая часть этих пар рекомбинирует в различных процессах. Оставшаяся часть, прилипая к незаряженным аэрозольным частицам, образует новые заряженные ядра конденсации противоположных знаков, которые вместе с поступающими из приземного слоя заряженными аэрозольными частицами участвуют в вышеизложенном процессе разделения зарядов.

Процесс генерации зарядов внутриоблачными разрядами приводит, в основном, к увеличению частоты этих разрядов, а также к существенному увеличению находящихся в облаке объемных зарядов противоположных знаков. Благодаря внутриоблачным разрядам в облаке возрастают концентрации заряженных ядер конденсации, и соответственно, возрастает концентрация образующихся на этих ядрах капель. Рост облака

усиливается благодаря наличию в нем сильного электрического поля, которое способствует ускорению процесса коагуляции капель [39]. Выделение в процессе конденсации скрытой теплоты усиливает восходящие потоки и, соответственно, электрическую активность и влагосодержание в зарождающемся облаке.

## 6. Развитие грозового облака

С течением времени образовавшийся в облаке электрический диполь с отрицательным объемным зарядом внизу и положительным наверху становится несимметричным по следующей причине. Под действием электрических зарядов диполя к вершине облака из атмосферы течет ток легких отрицательных ионов, а к основанию облака – ток положительных ионов (см. рис. 2б). Кроме того, из облака вверх в атмосферу уходят положительные заряды, на которых не сконденсировался пар. Ток отрицательных ионов, текущий сверху к вершине облака, более чем на порядок превышает ток положительных ионов, текущих снизу к его основанию. Это обусловлено тем, что подвижности и концентрации ионов у вершины облака значительно выше, чем у его основания. Как показали самолетные и аэростатные измерения, средняя величина полного тока  $J$ , текущего над вершиной облака,  $\sim 1 \text{ А}$  [11, 12]. Ток отрицательных ионов, текущий к вершине, составляет примерно половину этой величины. Этим током отрицательных ионов частично компенсируется объемный положительный заряд облака. При этом у вершины образуется небольшой по толщине отрицательно заряженный экранирующий слой (см. рис. 2б). В результате компенсации положительного объемного заряда электрический диполь облака становится несимметричным с преобладанием в нижней части облака отрицательного заряда. Это приводит к увеличению электрического поля в промежутке облако - поверхность Земли и появлению нисходящих молний, переносящих из облака на поверхность Земли отрицательные заряды.

С момента появления нисходящих молний облако находится в стадии зрелости, которая продолжается (20 – 30) мин. В этой стадии, благодаря большому количеству молний, скорость конденсации пара усиливается до своих максимальных значений, а благодаря выделению при этом скрытой теплоты, до своих максимальных значений усиливается скорость восходящих потоков, электрическая активность и влагосодержание облака. Нисходящие молнии проходят преимущественно по ионизованным следам *ШАЛ*, частицы которых достигают поверхности Земли. Такие ливни рождаются космическими лучами сверхвысоких энергий с  $\varepsilon \geq 10^{15} \text{ эВ}$ . Частота появления нисходящих молний в основном определяется скоростью нарастания электрического поля в облаке, которая тем выше, чем больше ток отрицательных ионов  $J^-$ , текущий к вершине облака. Она практически не зависит от скорости появления *ШАЛ* с  $\varepsilon \geq 10^{15} \text{ эВ}$ , которая является достаточно высокой (см. выше), и в облаке с основанием  $\sim 13 \text{ км}^2$  частота молниевых разрядов составляет около 30 разрядов/с [36].

Как правило, нисходящая молния состоит из нескольких разрядов. Первый разряд проходит по следам большого ШАЛ, рождаемого частицей с  $\varepsilon \geq 10^{15}$  эВ. Остальные разряды проходят по неостывшему каналу первого разряда при подключении к нему проводящих каналов других малых ШАЛ, рождаемых частицами с меньшими энергиями. Обычно по следам таких ШАЛ проходят внутриоблачные разряды. В связи с тем, что геометрические размеры большого ШАЛ превосходят размеры малого ШАЛ, то, соответственно, и величина заряда, сбрасываемого на поверхность Земли во время первого разряда, больше, чем в последующих разрядах. При среднем радиусе ШАЛ, образованного частицей с  $\varepsilon \geq 10^{14}$  эВ, равном  $R_{14} \approx 200$  м, и среднем радиусе ШАЛ, образованного частицей с  $\varepsilon \geq 10^{15}$  эВ, равном  $R_{15} \approx 300$  м, большинство нисходящих молний должно состоять из  $N \approx 2\pi(R_{15} + R_{14})/2R_{14} \approx 8$  разрядов. Каждый из этих разрядов будет снимать избыточный заряд из области, непосредственно охватываемой большим ШАЛ ( $\varepsilon \geq 10^{15}$  эВ). Временной интервал между молниевыми разрядами в большинстве случаев должен быть не менее, чем  $T = 1/\{\Phi_{14}\pi[(R_{15} + 2R_{14})^2 - R_{15}^2]\} \approx 10^{-2}$  с, где  $\Phi_{14} = 100 \text{ км}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  – интенсивность ШАЛ, образованных частицами с  $\varepsilon \geq 10^{14}$  эВ [36]. Из наблюдений известно, что каждая нисходящая молния переносит на поверхность земли отрицательный заряд величиной  $Q \sim 10$  Кл. Если при этом средний ток отрицательных ионов, текущих к вершине облака, равен  $J^- \approx 0.5$  А, то нисходящие молнии должны появляться через время  $t = Q/J \approx 20$  сек, что и наблюдается в действительности [21]. Каждая нисходящая молния снимает избыточный заряд из объема облака  $V = \pi(R_{15} + 2R_{14})^2 \cdot h = 3.14 \cdot (0.3 + 0.4)^2 \cdot 1 \approx 1.5 \text{ км}^3$ . Поэтому плотность избыточного заряда, находящегося в облаке, составляет  $\rho = Q/(Ve) = 10 \text{ Кл} / (1.6 \cdot 10^{-19} \text{ Кл} \cdot 1.5 \cdot 10^{15} \text{ см}^3) \approx 4 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ , что подтверждается наблюдениями [10].

## 7. Распад грозового облака

С течением времени в грозовом облаке происходит непрерывный рост как незамерзших, так и замерзших капель в результате процессов конденсации и сублимации водяного пара, а также процесса коагуляции. При этом капли тяжелеют и под действием силы тяжести начинают падать вниз, что приводит к появлению осадков и распаду облака.

В процессе оседания облака вместе с осадками из его нижней части уходит объемный отрицательный заряд, а на его место сверху приходит находящийся на гидрометеорах положительный заряд (см. рис. 2в). В результате между облаком и землей изменяется направление электрического поля [6]. Это приводит к появлению восходящих молний, которые переносят отрицательный заряд с поверхности Земли в облако. Так же как и нисходящие молнии, они проходят по ионизованным следам ШАЛ, образуемым частицами с энергиями  $\varepsilon \geq 10^{15}$  эВ.

При выпадении осадков восходящие потоки влажного воздуха в облаке сильно ослабевают, а вместе с этим ослабевают и процессы генерации и разделения новых электрических зарядов. По этой причине восходящие молнии ликвидируют главным образом часть того

положительного объемного заряда, который ранее образовался в верхней части облака. Оставшаяся в облаке часть заряда выпадает на поверхность Земли вместе с осадками или рассеивается в атмосфере. В связи с тем, что положительный электрический заряд, находящийся в верхней части облака, невелик, то количество восходящих молний, образуемых в грозовом облаке, во много раз меньше, чем нисходящих. Как известно из наблюдений, они составляют  $\sim 10\%$  от общего числа разрядов между облаком и Землей [21].

## **8. Грозовое облако - мощный электрический генератор**

Грозовое облако, в отличие от обычного кучево-дождевого облака, является электрическим генератором. Ток, текущий через облако средних размеров, равен  $\sim 1\text{ A}$  [11, 12], напряжение между его вершиной и основанием составляет  $(10^8 \div 10^9)\text{ В}$ , а электрическая мощность равна  $\sim (100 \div 1000)\text{ МВт}$  [39]. По своей мощности грозовое облако сравнимо с самыми мощными гидрогенераторами (так на Братской ГЭС были установлены гидрогенераторы мощностью  $225\text{ МВт}$ , на Красноярской -  $508\text{ МВт}$ , на Саяно-Шушенской ГЭС -  $640\text{ МВт}$ ) [40].

Электрический генератор грозового облака работает благодаря протеканию в облаке двух процессов - процесса образования разноименных электрических зарядов и процесса их макромасштабного пространственного разделения.

В стадии зрелости облака образование разноименных зарядов происходит в основном в сильно разветвленных и сильно ионизованных следах молниевых разрядов. Разноименные заряды, необходимые для образования грозового облака и появления первых молний, присутствуют в восходящем потоке теплого влажного воздуха, поступающего в облако. Их образуют радиоактивные газы и космические лучи, ионизирующие воздух. Как показано в [41], в процессе одного молниевых разряда в воздухе образуются отрицательно заряженные электроны с общим зарядом  $\gg 100\text{ Кл}$  и положительно заряженные ионы с таким же общим зарядом. При средней электрической активности облака  $\sim 10$  молний/мин скорость образования разноименных зарядов  $\gg 20\text{ Кл/с}$  и превышает более чем в 20 раз величину тока, текущего через облако.

Макромасштабное пространственное разделение зарядов происходит благодаря наличию в облаке сильных восходящих потоков, скорости которых достигают  $(20 \div 30)\text{ м/с}$  и более [18]. При этом разноименные заряды разделяются по высоте на несколько километров.

Главным источником энергии, питающим электрический генератор грозового облака, является водяной пар - носитель скрытой теплоты. Количество сконденсированного пара в грозовом облаке средних размеров равно  $\sim 2 \cdot 10^5$  тонн [18]. В процессе его конденсации в атмосферу выделяется скрытая теплота  $\sim 5 \cdot 10^{14}\text{ Дж}$ . Конденсация пара происходит, в основном, во время электрической активности облака, которое составляет  $\sim 30$  минут. Поэтому скорость выделения скрытой теплоты в облаке составляет  $\sim 2 \cdot 10^{11}\text{ Дж/с}$ . Как было показано выше, электрическая

мощность грозового облака равна ( $10^8 \div 10^9$ ) Вт. Отсюда следует, что к.п.д. грозового электрического генератора значительно меньше 0.5 %.

### **9. Грозовое облако - мощный воздушный насос**

У грозового облака вертикальная протяженность и влагосодержание всегда больше, чем у обычного (негрозового) кучево-дождевого облака. Это значит, что в грозовом облаке присутствуют более сильные восходящие потоки воздуха, забрасывающие влагу на большую высоту.

Как было показано выше, главной отличительной особенностью грозового облака от любого негрозового является наличие в нем молний. Поэтому усиление восходящих потоков в грозовом облаке должно быть прямо или косвенно связано с молниями.

Молнии являются главным ионизатором воздуха в грозовом облаке. Благодаря им, внутри грозового облака образуются большие количества ионов, которые прилипают к аэрозольным частицам. Заряженные аэрозольные частицы служат активными ядрами конденсации пара. Благодаря молниям, грозовое облако является генератором активных ядер конденсации пара. По указанной причине в грозовом облаке значительно больше активных ядер и поэтому быстрее протекает процесс конденсации водяного пара. Из-за этого в нем увеличена скорость выделения скрытой теплоты и усилены восходящие потоки воздуха. В результате, грозовое облако, как воздушный насос, нагнетает влажный воздух из приземного слоя атмосферы на значительно бóльшую высоту, чем обычное кучево-дождевое облако. Как известно из наблюдений, максимальная высота грозовых облаков может достигать  $\sim 20$  км [14].

Главным источником энергии, которая необходима для нагнетания влажного воздуха на большую высоту и образования грозового облака, является водяной пар - носитель скрытой теплоты. Чтобы образовалось среднее грозовое облако с влагосодержанием  $2 \cdot 10^5$  тонн и с центром тяжести, находящемся на высоте 4 км, необходимо, чтобы из приземного слоя на эту высоту была поднята масса влажного воздуха  $\sim 10^7$  тонн. При этом затраты энергии на преодоление силы тяжести должны составить  $\sim 4 \cdot 10^{14}$  Дж. В процессе образования такого облака при конденсации пара в атмосферу должно выделиться  $\sim 5 \cdot 10^{14}$  Дж энергии (скрытой теплоты). Именно эта энергия расходуется на образование грозового облака.

Геометрическая форма вершины облака во многом определяется максимальной высотой, на которую грозовое облако нагнетает влажный воздух. В тех случаях, когда в верхней тропосфере влажный воздух достигает слоя, где присутствует достаточно сильный горизонтальный ветер, верхняя часть грозового облака вытягивается в соответствии с направлением ветра и имеет форму наковальни.

### **10. Основные особенности изложенного механизма**

В основу изложенного механизма положены два основных исходных положения. Во-первых, конденсация влаги на отрицательно заряженных ядрах начинается при меньших пересыщениях пара, чем на положительно

заряженных. Во-вторых, молниевые разряды в грозовых облаках инициируются галактическими космическими частицами сверхвысоких энергий ( $\epsilon \geq 10^{14}$  эВ), которые образуют в облаке широкие атмосферные ливни.

Изложенный механизм объясняет происхождение разноименных зарядов в облаке, макромасштабное пространственное разделение этих зарядов по высоте, появление молний и их основные электрические параметры. По сравнению с другими известными механизмами он обладает следующими отличительными особенностями:

- Необходимые для образования грозового облака и появления первых внутриоблачных молний разноименные заряды создаются космическими лучами и находящимися в воздухе и почве радиоактивными элементами. Основная же часть разноименных зарядов грозового облака образуется в сильно разветвленных и сильно ионизованных каналах молний.
- Макромасштабное пространственное разделение разноименных зарядов происходит благодаря наличию восходящих потоков влажного ионизованного воздуха и гравитационных сил при преимущественной конденсации пара на отрицательно заряженных ядрах. По этой причине изложенный механизм занимает промежуточное положение между известными механизмами «конвективных движений» и «гравитационного оседания».
- Молниевые разряды инициируются космическими частицами сверхвысоких энергий ( $\epsilon > 10^{14}$  эВ), которые образуют широкие атмосферные ливни. Благодаря этим ливням молниевые каналы сильно разветвлены внутри облака.
- Источником энергии, питающим грозовое облако, является водяной пар, при конденсации которого в атмосферу выделяется скрытая теплота.

## 11. Наблюдения за грозовой активностью

Наблюдения за грозовыми облаками проводятся во всех частотных диапазонах электромагнитных волн, начиная от ультранизких частот (УНЧ) с полосой (3 ÷ 30) Гц и кончая диапазоном рентгеновских и  $\gamma$ -излучений. Их проводят как внутри облака, так вне его. Для этой цели используются разнообразные наземные технические средства, а также приборы, поднимаемые в атмосферу на летательных аппаратах, баллонах и ракетах. Кроме того, наблюдения за грозовыми облаками ведутся со спутников. Именно со спутников в последние годы были получены наиболее интересные результаты.

В период с сентября 1995 г. по август 1996 г. (минимум солнечной активности) наблюдения за грозами в диапазоне географических широт от 75° N до 75° S проводились со спутника "MicroLab-1", на котором для этой цели был установлен оптический детектор. Он регистрировал молнии как днем, так и ночью. В результате были получены данные, характеризующие как глобальную, так и локальную грозовую активность [13, 42].

В течение указанного периода времени были получены следующие данные, характеризующие глобальную грозовую активность. Средняя частота появления молний над всей поверхностью Земли в течение года была равна  $\sim 37$  молний/сек (другими авторами ранее были опубликованы данные от 60 до 100 молний/сек) [13]. При этом,  $\sim 75\%$  всех молний наблюдались в диапазоне широт между  $30^\circ \text{ N}$  и  $30^\circ \text{ S}$ . Максимальная активность (54.4 молнии/сек) была в июне и минимальная (28.6 молний/сек) - в январе. В среднем в течение года  $82\%$  молний наблюдались над континентами и  $18\%$  над океанами. (В следующем пункте будет показано, почему над океанами грозовая активность ниже, чем над континентами). Проведенное со спутника картирование глобальной грозовой активности показало наличие трех грозовых очагов - Индонезийского, Африканского и Американского. В течение суток глобальная грозовая активность была минимальной в 4 часа и максимальной в интервале (14 ÷ 20) часов мирового времени. Форма этой зависимости достаточно хорошо совпадает с формой унитарной вариации напряженности электрического поля у поверхности Земли.

Оптический детектор спутника "MicroLab-1" работал с 1995 г. на высоте 740 км, а в ноябре 1997 г. спутником TRIMM был выведен на орбиту другой регистратор молний, который летал на высоте 350 км. С его помощью также проводилось картирование глобальной грозовой активности. Оба прибора зарегистрировали одинаковые распределения гроз по поверхности земного шара [43].

С помощью указанных приборов были получены также зависимости молниевой активности от местного времени. Оба прибора показали, что максимум грозовой активности наблюдается примерно в 16 часов местного времени ( $LT$ ). В это время имеют место наиболее интенсивные испарение влаги и восходящие потоки с поверхности Земли. Минимум грозовой активности наблюдается, примерно, в (8 ÷ 9) часов  $LT$ , когда атмосфера максимально охлаждена. Отношение максимального числа грозовых разрядов к минимальному равно  $\sim 5$  [44].

Полученные с помощью спутниковых оптических приборов данные несут в себе не только информацию о молниях, но и о других параметрах грозовых облаков. С их помощью в [18] была установлена линейная связь между средней частотой восходящих молний и водностью (вода + лед) грозового облака. Выше было показано, что восходящие молнии появляются на последней стадии развития облака, когда его водность максимальна. При изменении частоты появления молний от 0 до 20 молний/мин водность облака изменяется от 50 до 350 тыс. тонн. В этой же работе установлена линейная зависимость между скоростью восходящих потоков в грозовом облаке и частотой молний. При изменении частоты от 1 до 50 молний/мин скорость восходящих потоков в облаке возрастает с  $\sim 7 \text{ м/с}$  до  $\sim 30 \text{ м/с}$ .

Во Флориде в 1998 году с помощью установленного на Земле оптического прибора, аналогичного прибору спутника TRIMM, проводились наблюдения за внутриоблачными молниями и молниями

"облако-земля". Они показали, что в этом районе максимум молний "облако-земля" наблюдался на высоте (5 ÷ 6) км, а максимум внутриоблачных молний - на высоте (9 ÷ 10) км [45].

Указанные результаты наблюдений подтверждают правильность исходных положений вышеизложенного механизма образования грозных облаков.

## **12. Грозная активность над океанами**

Наблюдения со спутников показали, что грозная активность над океанами значительно ниже, чем над материками [13, 43]. В рамках обсуждаемого механизма образования грозных облаков этот экспериментальный факт объясняется следующим образом. Как было показано выше, для работы этого механизма необходимо выполнение нескольких условий. Во-первых, для образования грозного облака необходимо наличие достаточно сильных восходящих потоков влажного ионизованного воздуха из приземного слоя атмосферы, во-вторых, наличие в воздухе достаточного количества аэрозольных частиц, выполняющих функции ядер конденсации, и в третьих, наличие *ШАЛ*.

Над океанами менее развиты термическая и динамическая конвекции, с которыми связано возникновение сильных восходящих потоков. Воздух над океанами ионизируется главным образом космическими лучами, а роль естественной радиоактивности в этом процессе незначительна. Поэтому в приземном слое воздух над океанами ионизован слабее, чем над материками. Концентрация аэрозольных частиц над океанами также в несколько раз ниже, чем над материками. Частота появления *ШАЛ* над океанами и континентами одинакова и не зависит от географической широты и времени.

Наибольшая электрическая активность грозных облаков наблюдается тогда, когда появляются нисходящие молнии, каждая из которых переносит большой заряд (порядка десятка кулон) на поверхность Земли. Перенос больших зарядов возможен лишь в том случае, если время релаксации сбрасываемого заряда из облака на поверхность Земли достаточно мало. Морская вода обладает сравнительно высокой электропроводностью. Однако ее электропроводность ионная, а не электронная. Поэтому электрический заряд, сбрасываемый из облака в воду, не может быстро уйти из места удара молнии и своим полем препятствует развитию молниевой вспышки. В результате происходит ограничение тока в канале молнии и ограничение величины заряда, сбрасываемого в воду. Это одна из главных причин, из-за которой свечение молниевых каналов ослаблено, и поэтому моряки обычно не видят нисходящих и восходящих молний над поверхностью воды.

## **13. Красные спрайты и голубые струи**

Электрическое поле над положительно заряженным грозным облаком в стадии его распада (см. рис. 2в) создается диполем, образованным положительным зарядом самого облака и отрицательным «изображением» этого заряда, которое находится под электропроводящей

поверхностью Земли на глубине, равной высоте облака. Во время восходящей молнии часть положительного заряда облака «стекает» в проводящий поверхностный слой Земли. На эту же величину уменьшаются заряды облака и его «изображения». Время релаксации заряда, «стекшего» в поверхностный слой Земли, является конечным. Как следует из измерений напряженности электрического поля под грозовыми облаками, это время лежит в пределах от единиц до сотни *мс* при среднем значении порядка 20 *мс* [46].

С момента появления восходящей молнии электрическое поле над облаком можно рассматривать как сумму полей симметричного диполя, создаваемого оставшимся в облаке положительным зарядом и отрицательным зарядом его «изображения», и поля от появившегося в поверхностном слое Земли нескомпенсированного положительного заряда. На больших высотах (в ионосфере) электрическое поле от нескомпенсированного положительного заряда является определяющим, потому что оно уменьшается с высотой  $h$  как  $h^{-2}$ , в то время как поле от диполя уменьшается с высотой как  $h^{-3}$ .

Из наблюдений известно, что восходящая молния может перенести из облака на поверхность Земли положительный заряд до  $\sim 50$  Кл. Такой заряд создает над облаком на высотах 22.5, 45 и 90 км (высоты выбраны для удобства оценочных расчетов) напряженности электрического поля  $E$ , равные  $\sim 9, 2.2$  и  $0.55$  В/см, и электрические потенциалы  $\phi$ , равные 20, 10 и 5 МВ, соответственно.

Под действием электрического поля  $E$  из ионосферы к вершине облака движутся свободные электроны. При движении электроны накапливают энергию, а затем при столкновениях с молекулами (атомами) воздуха возбуждают или ионизуют их. Расчеты показывают, что на ионосферных высотах электроны между столкновениями с молекулами воздуха приобретают энергию, достаточную для возбуждения колебательных уровней молекул азота. При дезактивации этих возбужденных молекул излучаются фотоны преимущественно красного цвета. Это излучение, наблюдаемое в ионосфере во время гроз, получило название красных спрайтов [47]. Зарегистрированные красные спрайты «привязаны» к молниевым разрядам «Земля-облако».

Часть движущихся из ионосферы электронов может иметь минимальное число столкновений с молекулами (атомами) окружающего воздуха и проходить большие расстояния вплоть до верхней границы облака и при этом приобретать достаточно большую энергию. Такие электроны при столкновениях образуют фотоны всего видимого диапазона длин волн и коротковолновое излучение – вплоть до  $\gamma$  - квантов с энергиями в единицы МэВ. При этом в наблюдаемой светящейся струе между ионосферой и вершиной облака рассеянный свет обогащен коротковолновыми фотонами (в соответствии с законом Релея интенсивность рассеянного света обратно пропорциональна четвертой степени длины волны). Этим объясняется голубой свет светящихся струй, наблюдаемых над грозовыми облаками [48].

#### 14. Глобальная электрическая токовая цепь

В стадии зрелости грозового облака нисходящие молнии (облако - Земля) переносят отрицательный заряд из облака на земную поверхность. В стадии распада облака восходящие молнии (Земля – облако) переносят отрицательный заряд с поверхности Земли в облако. Так как за время существования облака нисходящих молний примерно на порядок больше, чем восходящих, то в целом грозовое облако заряжает Землю отрицательным электричеством. Благодаря этому току поверхность Земли всегда отрицательно заряжена. Средняя величина ее заряда равна  $\sim (- 600\ 000)$  Кл. Этот заряд создает в атмосфере электрическое поле  $E$ , среднее значение которого у земной поверхности равно  $E \approx -130$  В/м [21].

Часть положительных зарядов, которые образуются молниями в грозовом облаке, уходит в хорошо проводящую ионосферу. Далее из ионосферы эти заряды движутся к поверхности Земли через ионизованную космическими лучами и радиоактивными элементами атмосферу. Их движение происходит под действием электрического поля, создаваемого в атмосфере поверхностным зарядом Земли. В результате течет положительный ток «атмосфера – поверхность Земли», примерно равный зарядному току молний.

Таким образом, грозовые облака являются генераторами так называемой глобальной электрической токовой цепи. В этой цепи ток течет от вершин грозовых облаков в хорошо проводящую ионосферу, далее из ионосферы через ионизованную атмосферу к поверхности Земли, и затем через проводящую поверхность Земли и проводящие каналы молний к основаниям грозовых облаков. Суммарный ток, текущий по этой цепи, составляет  $(1000 \div 2000)$  А.

В любом районе земного шара грозовая активность максимальна в  $(15 \div 16)$  часов по местному времени [44]. В течение суток, когда Солнце обходит разные грозовые очаги, глобальная грозовая активность на земном шаре изменяется. Поэтому изменяется и напряженность электрического поля  $E$  на поверхности Земли, т.е. наблюдается так называемая унитарная вариация величины  $E$ . Максимум отрицательного заряда Земли и, соответственно, максимум величины  $E$  наблюдается в  $\sim 19$  часов мирового времени, когда максимальна грозовая активность в Африке и Америке, что подтвердили последние спутниковые наблюдения [44].

#### 15. Усилительное свойство грозового облака

Выше было показано, что главным процессом, ответственным за образование грозового облака, является конденсация водяного пара. Этот процесс протекает на ядрах конденсации без каких-либо затрат энергии. Наоборот, во время его протекания в атмосферу выделяется энергия, равная скрытой теплоте парообразования. Если на образование активных ядер, на которых конденсируется пара, затрачивается меньше энергии, чем выделяется скрытой теплоты в процессе конденсации при образовании капель, то в этом случае облако будет являться усилителем энергии.

Максимальный коэффициент усиления, который может обеспечить процесс конденсации пара в облаке, можно оценить следующим образом. В процессе конденсации капельки вырастают до размеров с радиусами  $r = (1 \div 2)$  мкм, затем рост капель происходит преимущественно за счет коагуляции (слияния) капель. В процессе образования одной капельки с таким радиусом в атмосферу выделяется  $\sim (10^{-8} \div 10^{-7})$  Дж скрытой теплоты. Для того чтобы процесс конденсации имел место, необходимо наличие активного ядра конденсации, на образование которого затрачивается определенная энергия.

В грозном облаке образование активных ядер конденсации происходит преимущественно в результате прилипания легких ионов к нейтральным аэрозольным частицам. В поднимающемся из приземного слоя воздухе нейтральных частиц большинство. Как известно из наблюдений, концентрации аэрозольных частиц в воздухе достигают значений  $10^5$  см<sup>-3</sup>, а концентрации тяжелых ионов, или заряженных аэрозолей всего лишь  $\sim 10^4$  см<sup>-3</sup> [21].

На образование одной электрон-ионной пары в воздухе требуется энергия  $\sim 35$  эВ или  $\sim 5.6 \cdot 10^{-18}$  Дж. Отношение энергии, выделяемой при образовании капельки к энергии, затрачиваемой на образование одного активного ядра конденсации равно  $(10^9 \div 10^{10})$  [49]. Это есть тот максимальный коэффициент усиления, который может обеспечить процесс конденсации пара в грозном облаке. На самом деле указанная величина намного меньше, т.к. не все ионы прилипают к незаряженным аэрозольным частицам и не на всех заряженных частицах в облаке образуются капельки.

Главным поставщиком незаряженных аэрозольных частиц в грозное облако является воздух, поднимающийся из приземного слоя атмосферы. В свою очередь, главным поставщиком легких ионов в грозном облаке являются молнии. Т.к. легкие ионы прилипают к аэрозольным частицам, то благодаря молниям в грозном облаке образуется большое количество заряженных аэрозольных частиц. Эти частицы являются наиболее активными ядрами конденсации пара.

Количество легких ионов, образуемых в грозном облаке, определяется в основном электрической активностью облака (числом молний в единицу времени). Эта активность зависит от степени ионизации воздуха в приземном слое атмосферы, а также от степени ионизации столба воздуха, находящегося над вершиной грозного облака. Последняя зависит от уровня солнечной активности.

## 16. От чего зависит грозная активность

Выше было показано, что для зарождения грозного облака необходимым условием является наличие достаточно сильного восходящего потока теплого, влажного, ионизованного воздуха, содержащего аэрозольные частицы – потенциальные ядра конденсации. Наиболее часто такие потоки возникают: над континентами, где наблюдаются максимальные концентрации аэрозольных частиц; в местах с

развитой термической или динамической конвекцией, которая определяется в основном орографией местности; в тропических широтах, где воздух теплый всегда, и в средних широтах, где воздух теплый в летнее время; в горных местностях вблизи океанов, морей и озер, где наблюдаются достаточно сильные восходящие потоки теплого влажного и ионизованного радиоактивными газами и космическими лучами воздуха. Наблюдения подтверждают, что указанные выше параметры влияют на зарождение грозных облаков.

В свою очередь, на развитие грозного облака влияет степень ионизации столба воздуха, находящегося над его вершиной. В этом столбе основными ионизаторами воздуха являются галактические космические лучи (они ионизируют воздух на высотах от поверхности Земли до 50-60 км), ультрафиолетовое ( $U\Phi$ ) и рентгеновское ( $X$ ) излучения Солнца (они ионизируют атмосферу на высотах от (50 ÷ 60) км до ~ 1000 км). Основным поставщиком заряженных частиц (электронов и протонов) в магнитосферу (она простирается от ~1000 км до ~ 100000 км) является высокоскоростной солнечный ветер.

Следует отметить, что интенсивность всех перечисленных выше излучений зависит от солнечной активности, которая изменяется с течением времени. Поэтому с течением времени должна изменяться и грозная активность.

Наблюдения показывают, что глобальная грозная активность на Земле зависит от положения активной области относительно центрального меридиана Солнца, которое изменяется в течение периода вращения Солнца [39, 50], от интенсивности космических лучей (в ней присутствует кроме 11-летней еще 22-х летняя периодичность), от  $U\Phi$  и  $X$ -излучений Солнца. О том, какие закономерности существуют между грозной активностью и перечисленными выше параметрами, можно будет получить ответ лишь после детального изучения этих вопросов.

Ниже приведены некоторые примеры, свидетельствующие о связи грозной активности с космическими лучами.

В результате многолетних наблюдений атмосфериков (радиосигналов, порождаемых молниевыми разрядами) установлено, что грозная активность изменяется в противофазе с уровнем солнечной активности в 11-летнем солнечном цикле, т.е. в фазе с изменениями потока космических лучей [51]. В периоды минимума солнечной активности поток космических лучей в атмосфере максимален и грозная активность максимальна, а в периоды максимума солнечной активности наоборот.

На рис. 3 приведен временной ход годового числа молниевых разрядов «облако-Земля», полученный по наземным наблюдениям грозной активности на всей территории США [52] и временной ход скорости образования ионов  $q$  потоком космических лучей в столбе воздуха от 2 до 10 км на средних широтах [25]. Значения  $q$  были получены из данных регулярных измерений потоков заряженных частиц в атмосфере, проводимых Физическим институтом им. П.Н. Лебедева РАН. Коэффициент корреляции между этими кривыми равен  $r(m, q) = + 0.85 \pm 0.09$ . Т.к. поток галактических космических лучей в 2000-2003 гг. был

ниже, чем в 1999 г., скорость ионообразования  $q$  также была низкой, то можно ожидать, что число грозовых разрядов  $m$  на территории США в этот период должно уменьшиться.

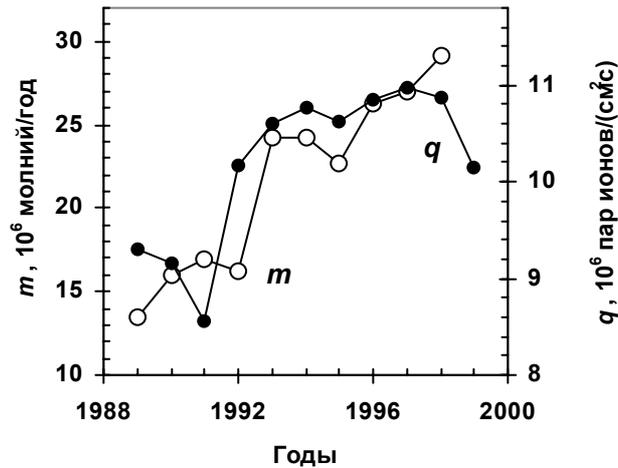


Рис. 3. Временные зависимости числа грозовых разрядов  $m$  на всей территории США [52] и скорости ионообразования  $q$  космическими лучами в столбе атмосферы в интервале высот  $h = (2 - 10)$  км на средних широтах.

На величину тока «атмосфера – поверхность Земли» влияет электропроводность атмосферы. Последняя определяется концентрацией легких ионов, которая пропорциональна потоку космических лучей [24]. Следовательно, должна существовать связь между атмосферным током  $J$  и потоком космических лучей  $N$  в атмосфере. Такая зависимость представлена на рис. 4.

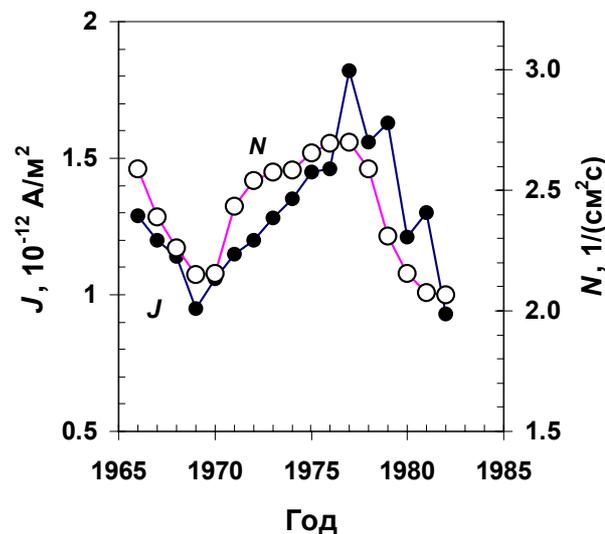


Рис. 4. Временные зависимости величины атмосферного тока  $J$  (темные кружки) [53] и потока космических лучей  $N$  на средних широтах на  $h \approx 22$  км (светлые кружки) [54].

Из рис. 4 видно, что величины  $N$  и  $J$  изменяются в фазе друг с другом. Коэффициент корреляции между этими величинами равен  $r(N, J) = +0.66 \pm 0.14$ .

Поток галактических космических лучей, падающих на границу атмосферы, постепенно уменьшается [55]. Это приводит к уменьшению грозовой активности и уменьшению потенциала между поверхностью Земли и эквипотенциальным слоем в ионосфере. В работе [56] показано, что в течение 20 - го века градиент потенциала у поверхности Земли постепенно уменьшался. Этот факт свидетельствует о постепенном уменьшении грозовой активности.

## 17. Молниезащита

Любое облако, будь оно негрозовым или грозовым, является диэлектриком. Грозное облако от негрозового отличается тем, что в разных его частях присутствуют разные по знаку объемные электрические заряды. Любая молния – внутриоблачная или молния «облако-Земля» ликвидирует находящийся в какой-то части облака нескомпенсированный объемный заряд. Для сброса объемного заряда необходимо одновременно образовать не один, а множество электрически связанных между собой проводящих каналов в облаке. Выше было показано, что большое количество таких каналов в облаке образуется при появлении *ШАЛ*.

Видимые невооруженным глазом линейные молнии представляют собой светящиеся многокилометровые шнуры, формы которых могут быть весьма разнообразными. Вдоль этих шнуров могут появляться по разным направлениям отростки разной длины. Объяснить такую форму молний только лишь одним *ШАЛ*ом нельзя. Эта форма есть результат ионизации атмосферы не только *ШАЛ*ами, а всем потоком космических лучей, энергии которых лежат в пределах от  $\sim 10^8$  эВ до  $10^{20}$  эВ. Молниевый разряд проходит лишь по тому следу, где сопротивление минимально [34].

Невооруженный глаз не видит структуру молнии внутри облака. Однако наблюдения с помощью радиолокационных станций за грозовыми облаками показывают, что внутри грозового облака молниевый разряд не является одним шнуром, а представляет систему электрически связанных между собой ветвей [57]. Эти наблюдения подтверждают тот факт, что молниевые разряды инициируются космическими частицами сверхвысоких энергий, которые образуют *ШАЛ*ы.

Космические частицы сверхвысоких энергий, по следам которых проходят молниевые разряды, входят в атмосферу случайным образом. Они никак не реагируют на штыревые молниеотводы Франклина. Поэтому последние не могут выполнять роль эффективных молниеотводов. Как показали наблюдения на Останкинской телебашне, которая является одним из самых высоких молниеотводов в мире, нисходящие молнии с одинаковой вероятностью поражают участки поверхности как находящиеся вблизи башни, так и далеко от нее. Т.е., Останкинская телебашня не является эффективным средством защиты от нисходящих молний [58]. В связи с тем, что, следуя по проводящим каналам, образуемым космическими лучами, молния может попасть в любую точку поверхности Земли, то наилучшей защитой от нее может быть только клетка Фарадея, через которую эта молния может быть заземлена. Другим вариантом является сверхвысоковольтный изолятор, находящийся на

поверхности Земли, т.к. заряд из одного диэлектрика (облака) не может быть сброшен в другой диэлектрик.

Известно множество случаев поражения молниевыми разрядами летательных аппаратов - самолетов, вертолетов, ракет - при попадании их в негрозовые облака [59, 60]. Причина таких поражений заключается в следующем.

Все оснащенные двигателями внутреннего сгорания летательные аппараты во время полета накапливают на себе отрицательный электрический заряд (избыточное количество электронов). Происхождение этого заряда связано с работой двигателя. В камере сгорания двигателя в результате термической ионизации рабочего газа образуются свободные электроны и положительные ионы. При одной и той же температуре тепловые скорости электронов на несколько порядков выше скоростей ионов. Поэтому большинство электронов успевает перейти на корпус двигателя, прежде чем отработанный газ будет выброшен в атмосферу. Эти электроны создают ток зарядки летательного аппарата. Положительные ионы вместе с отработанным газом выбрасываются в атмосферу, создавая ток выноса. Двигатель подобен клетке Фарадея, из которой выносятся положительные заряды, при этом сама клетка заряжается отрицательно.

Измерения показывают, что для больших самолетов с реактивными двигателями ток зарядки порядка  $5 \cdot 10^{-5} \text{ А}$  при расходе топлива  $300 \text{ см}^3/\text{с}$  [61, 62], а для малых самолетов с другими двигателями он  $\geq 10 \text{ мкА}$  [63]. Величина электрического потенциала, до которого могут заряжаться большие самолеты, превышает  $100 \text{ кВ}$  [63]. Наиболее сильно летательные аппараты заряжаются при входе в облако, когда процесс сброса заряда с них в атмосферу затруднен из-за покрытия его корпуса и острых разрядников водой. По этой причине во время полета самолетов в негрозовых облаках наблюдаются поражения их молниями [59, 60]. Эти молнии сбрасывают в атмосферу находящийся на корпусе самолета избыточный отрицательный заряд. Появление молний инициируют *ШАЛы*, в следы которых сбрасывается указанный заряд [64, 65].

Чтобы уменьшить вероятность поражения молнией летательного аппарата в негрозовых облаках, необходимо предотвратить накопление заряда на его корпусе. Для этого можно использовать принудительный сброс отрицательного заряда с корпуса аппарата с помощью активных или полуактивных (подогреваемых) разрядников [65].

### **Заключение**

Предложен принципиально новый физический механизм образования грозового облака. Он построен на основе накопленных к настоящему времени данных по наблюдениям за атмосферой и за грозовыми облаками. Главной отличительной особенностью его от известных механизмов является то, что в нем одну из ключевых ролей играют излучения, ионизирующие атмосферный воздух. К этим излучениям относятся поступающие из земной коры в атмосферу радиоактивные газы

и поступающие из космоса галактические космические лучи, ультрафиолетовое и рентгеновское излучения Солнца, а также солнечный ветер. В ранее предложенных механизмах эти излучения вообще не рассматриваются. Другие отличительные особенности нового механизма заключаются в следующем:

- основным поставщиком разноименно заряженных частиц на стадии зарождения грозового облака являются ионы, образуемые радиоактивными газами и космическими лучами;
- макромасштабное разделение разноименно заряженных частиц и появление сильного электрического поля в облаке осуществляется благодаря тому, что водяной пар на отрицательно заряженных ядрах начинает конденсироваться при меньших пересыщениях, чем на положительно заряженных;
- появление молний в облаке инициируют широкие атмосферные ливни (ШАЛы), образуемые космическими частицами сверхвысоких энергий ( $\varepsilon > 10^{14}$  эВ);
- основным поставщиком разноименно заряженных аэрозольных частиц и, соответственно, активных ядер конденсации в стадии развития грозового облака являются сильно разветвленные и сильно ионизованные каналы молний;
- электрическая активность и влагосодержание грозового облака возрастают при увеличении интенсивности молний, которая, в свою очередь, увеличивается при усилении ионизации атмосферы.

Экспериментально установлено, что ионизация атмосферного воздуха космическими лучами происходит в соответствии с линейным уравнением баланса ионов  $q = \beta \cdot n$ , а не в соответствии с квадратичным уравнением  $q = \alpha \cdot n^2$ , как предполагали ранее. Для изложенного механизма образования грозовых облаков этот результат является весьма важным. Он свидетельствует о более сильной связи между грозовой активностью и интенсивностью галактических космических лучей.

## Литература

1. Атмосфера. Справочник. Под ред. Ю.С. Седунова, С.И. Авдюшина, Е.П. Борисенкова, О.А. Волковицкого, Н.Н. Петрова, Р.Г. Рейтенбаха, В.И. Смирнова, А.А. Черникова. Л: Гидрометеоздат, 1991, 509 с.
2. Облака и облачная атмосфера. Справочник. Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. Л: Гидрометеоздат, 1989, 647 с.
3. Берлянд Т.Г., Строкина П.А. Глобальное распределение облачности. Л: Гидрометеоздат, 1980, 70 с.
4. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л: Гидрометеоздат, 1984, 240 с.
5. Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. Л: Гидрометеоздат, 1972, 323 с.
6. Mason В.Ј. The Physics of Clouds, Clarendon Press, 1957, 427 p.
7. Тверской П.Н. Курс метеорологии. Л: Гидрометеоздат, 1962, 700 с.
8. Pruppacher H.R., Klett J.D. Microphysics of clouds and precipitation. Dordrecht: Reidel Publ. Company, 1978, 714 p.
9. Матвеев Л.Т. Общая метеорология. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1984, 751 с.
10. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1986, 512 с.
11. Gish O.H. and Wait G.R. Thunderstorms and Earth's General Electrification. //Journal of Geophysical Research, 1950, v. 55, № 4, 473-484.
12. Stergis C.G., Rein G.C. and Kangas T. Electric field measurements above thunderstorms. //Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 1957, v. 11, 83-90.
13. Christian H.J., Blakeslee R.J., Bossippio D.J. et al. Global frequency and distribution of lightning as observed by the optical transient detector (OTD) // Proceedings of 11<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity, USA, Alabama, 1999, 726-729.
14. Юман М. Молния, М: Мир, 1972, 327 с.
15. Проблемы электричества атмосферы. Л: Гидрометеоздат, 1969, 362 с.
16. Baker M.B., Dash J.G. Mechanism of charge transfer between colliding ice particles in thunderstorms. //Journal of Geophysical Research, 1994, v. 99, 10621 - 10626.
17. Prevenslik T.V. A theory for thundercloud electrification and the reduction in intensity of hurricanes and tornadoes by the superession of lightning. // J. Meteorol., 2001, v. 26, № 258, 121-124.
18. Schroeder V., Baker M.B. Inferring selected cloud properties from satellite lightning data. // Proceedings of 11<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity, USA, Alabama, 1999, 276-279.
19. Gann R. Electric field intensity inside of natural clouds. // J. Appl. Phys, 19, No. 5, 1948, 481-484.
20. Meek J.M. and Creggs J. Electrical Breakdown of Gases, Oxford, Clarendon Press, 1953, 606.
21. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. Л: Гидрометеоздат, 1974, 421.

22. Martell E.A. Enhanced ion production in convective storms by transpired radon isotopes and decay products. // *Journal of Geophysical Research*, 1985, v. 90, No. D4, 5909-5916.
23. Ermakov V.I., Stozkov Y.I., Basilevskaya G.A., Pokrevsky P.E., Kokin G.A. On ion production in the atmosphere. // *Proceedings of 10<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity*, Japan, Osaka, 1996, 92-95.
24. Ermakov V.I., Basilevskaya G.A., Pokrevsky P.E., Stozkov Y.I. Ion balance equation in the atmosphere. // *Journal of Geophysical Research*, 1997, v. 102, No. D19, 23,413 - 23,419.
25. Ermakov V.I., Basilevskaya G.A., Pokrevsky P.E., Stozkov Y.I. Cosmic rays and ion production in the atmosphere. // *Proceedings of 25<sup>th</sup> International Cosmic Ray Conference*, South Africa, Durban, 1997, 317-320.
26. Bazilevskaya G.A., Krainev M.B., Stozhkov Yu.I., Svirzhevskaya A.K., Svirzhevsky N.S. Long-term Soviet program for the measurement of ionizing radiation in the atmosphere. // *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1991, v. 43, Suppl., 893-900.
27. Аллен К.У. Астрофизические величины. М: Мир, 1977, 446 с.
28. Милликен Р., Электроны (+ и -), протоны, фотоны, нейтроны и космические лучи, пер. с англ., М-Л: ГОНТИ, 1939, 311 с.
29. Русанов А.И. К термодинамике нуклеации на заряженных центрах. // *ДАН СССР*, 1978, т. 238, № 4, 831-834.
30. Marshal T. et al. Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. // *Journal of Geophysical Research*, 1995, v. 100, No. D4, 7095-7103.
31. Gann R. Electric field intensity inside of natural clouds. // *J. Appl. Phys.*, 1948, v. 19, 5.
32. Дайон М.И. Искровые камеры. // В сб. *Вопросы физики элементарных частиц*, под ред. А.И. Алиханяна, изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1963, 529-552.
33. Ermakov V.I. Lightning initiation by galaxy cosmic rays. // *Proceedings of 9<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity*, St-Petersburg, 1992, 485-488.
34. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Роль космических лучей в образовании молний. // *Краткие сообщения по физике*, ФИАН, 2003, № 9, 43-50.
35. Ermakov V.I., Stozhkov Y.I. New mechanism of thundercloud and lightning production. // *Proceedings of 11<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity*, Alabama, USA, 1999, 242-245.
36. Мурзин В.С. Введение в физику космических лучей, М: МГУ, 1988, 319 с.
37. Stozhkov Y.I. The particle number maximum position in air showers as a function of particle energy. // *Proceedings of 27<sup>th</sup> International Cosmic Ray Conference*, Germany, Hamburg, 2001, HE, 487- 489.
38. Райзер Ю.П. Физика газового разряда, М: Наука, 1987, 591 с.
39. Reiter R. *Phenomena in atmospheric and environmental electricity*. Amsterdam: Elsevier, 1992, 541 p.

40. Политехнический словарь. М: Советская энциклопедия, 1980, 116 с.
41. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Космические лучи в механизме образования грозовых облаков. // Краткие сообщения по физике, ФИАН, 2003, № 1, 23-35.
42. Christian H.J. Optical detection of lightning from space. // Proceedings of 11<sup>th</sup> ICAE, USA, Alabama, 1999, 715-718.
43. Voccippio D.J., Koshak W.J., Christian H.J., Goodmen S.J. Land-ocean differences in LIS and OTD tropical lightning observations. // Proceedings of 11<sup>th</sup> ICAE, USA, Alabama, 1999, 734-737.
44. Blakeslee R.J., Driscoll K.D., Buecher D.E. et al. Diurnal lightning distribution as observed by the optical transient detector (OTD). // Proceedings of 11<sup>th</sup> ICAE, USA, Alabama, 1999, 742-745.
45. Ushio T.U., Heckman S., Voccippio D., Koshak W.J. Christian H.J. Initial comparison of the lightning imaging sensor (LIS) with lightning detection and ranging (LDAR). // Proceedings of 11<sup>th</sup> ICAE, USA, Alabama, 1999, 738-741.
46. Beasley W., Uman M.A., Rusten P.L. Jr. Electric field, preceding cloud-to-ground lightning flashes. // Journal of Geophysical Research, 1982, 87, No. C7, 4883-4902.
47. Rodger C.J. Red sprites, upward lightning, and VLF perturbations. // Rev. Geophysics, 1999, v. 37, No. 3, 317-336.
48. Sentman D.D., Wescott E.M. Red sprites and blue jets: high-altitude optical emissions linked to lightning. // EOS, 1982, v. 77, No. 1, 1-2,4.
49. Ермаков В.И. Роль грозовых облаков в механизме связи погоды с солнечной активностью. // Геомагнетизм и аэрономия, 2000, т. 40, № 1, 129-132.
50. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Влияние активных областей Солнца на глобальную грозовую активность и погоду на Земле. // Краткие сообщения по физике, ФИАН, 2003, № 3, 9-25.
51. Козлов В.И., Муллаяров В.А. Грозовая активность в Якутии. Якутск: Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.
52. Orville, R.E., Huffines G.R. Lightning ground flash measurements over contiguous United States: a ten-year summary 1989-1998. // Proc. 11<sup>th</sup> Intern. Conf. Atmospher. Electr., Alabama, USA, 1999, 412-415.
53. Roble R.G. On solar-terrestrial relationships in the atmospheric electricity. // J. Geophys. Res., 1985, v. 90, № D4, 6000-6008.
54. Stozhkov Y.I. The role of cosmic ray in the atmospheric processes. // Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics, 2003, v. 29, No. 5, 913-923.
55. Stozhkov Y.I., Pokrevsky P.E., Okhlopkov V.P. Long-term negative trend in cosmic ray flux. // Journal Geophysical Research, 2000, v. 105, No. A1, 9-17.
56. Harrison G. Twentieth century secular decrease in the atmospheric potential gradient. // Geophysical Res. Letters, 2002, v. 29, No. 14, 5-1 – 5-4.
57. Proctor D.E. Regions where lightning flashes began. // Journal of Geophysical Research, 1991, v. 96, No. D3, 5099-5112.

58. Горин Б.Н., Левитов В.И., Шкилев А.В. Поражения молнией Останкинской телебашни. // Электричество, 1977, № 8, 19-23.
59. Uman M.A. Natural and artificially lightning and test standards. // Proceedings of the IEEE, 1988, v. 76, No. 12, 5-26.
60. Брылев Г.Б., Гашина С.Б., Евтеев Б.Ф., Камалдина И.И. // Характеристики электрически активных зон в слоистообразных облаках. Л: Гидрометеиздат, 1989, 157 с.
61. Бобок Г.И. Коновалов Л.Л. Мелец А.Ф., Спирин В.З., Успенский А.К. О роли двигательной установки в электризации самолета в полете. В сб: Атмосферное электричество. // Тр. III Всесоюзного симпозиума, Л: Гидрометеиздат, 1988, 257-260.
62. Ватажин А.Б. и др. Исследование электрических характеристик реактивных струй, истекающих из двигателей самолетов. // Труды ЦИАМ, 1974, № 628.
63. Wahlin L. Atmospheric Electrostatics. Letchworth, Herdfordshire, England, 1986, 120 p.
64. Ермаков В.И. Об иницировании электрических разрядов "летательный аппарат - атмосфера" космическими частицами сверхвысоких энергий. // Доклады 1-го научно-технического семинара "Обнаружение электрически активных облаков, потенциально молниеопасных для летательных аппаратов". С-Пб, РГГМИ, 1996, 21.
65. Ермаков В.И. Устройство защиты летательных аппаратов от поражения молниями в слоистообразных облаках. // Патент РФ, опубл. 15. 02. 94, Бюлл. № 3.

# РОЛЬ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В ОБРАЗОВАНИИ МОЛНИЙ

В.И. Ермаков, Ю.И. Стожков<sup>1</sup>

Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета,  
г. Долгопрудный, Московская область

<sup>1</sup>Физический институт им. П. Н. Лебедева, РАН, Москва

## Аннотация

В работе показано, что в образовании молний одну из ключевых ролей играют высокоэнергичные заряженные частицы космических лучей, которые производят колонную ионизацию воздуха. При наличии в грозовом облаке достаточно сильного электрического поля  $\sim 3$  кВ/см в ионизованных следах этих частиц происходит электрический пробой воздуха и следы становятся электропроводящими. Через систему следов, обладающую минимальным сопротивлением, проходит лидер или предразряд молнии. За ним немедленно следует так называемый возвратный удар - основной молниевый разряд, который переносит отрицательный заряд из облака на землю или с поверхности земли в облако.

## Введение

Молния представляет собой мощный кратковременный разряд в атмосфере, длина которого обычно измеряется километрами. Наиболее часто молнии появляются внутри грозового облака и значительно реже - между облаком и поверхностью земли.

Разряд молнии между облаком и землей представляет собой один или более следующих друг за другом частичных разрядов (импульсов). Обычно это (3 ÷ 4) импульса с характерной длительностью около 40 мкс каждый, разделенных характерным интервалом около 40 мс. Каждый импульс состоит из лидера (предразряда) и возвратного удара. Именно лидеры прокладывают путь для импульсов. Лидер, предшествующий первому импульсу, носит название ступенчатого, а лидеры, предшествующие последующим импульсам, называются стреловидными [1, 2]. Они появляются в атмосфере при напряженности электрического поля около 3 кВ/см [3], что на порядок ниже значения напряженности поля для электрического пробоя воздуха при нормальных условиях ( $E \sim 30$  кВ/см). Поля с  $E \approx 30$  кВ/см в свободной атмосфере не наблюдаются.

В теории грозы вопрос о возникновении лидеров молний является наименее изученным. В последние годы была предложена гипотеза инициирования молний (образования лидеров) галактическими космическими лучами [4 - 6]. Однако, детальное изучение этой гипотезы не было проведено. Настоящая работа частично восполняет этот пробел.

## 1. Космические лучи в атмосфере Земли

На верхнюю границу атмосферы земли непрерывно падает изотропный поток галактических космических лучей (первичное космическое излучение). Он состоит преимущественно из протонов (их в потоке около 85 %) и других заряженных ядер с энергиями от  $\sim 10^7$  эВ до  $\sim 10^{20}$  эВ. Потока космических лучей составляет  $\sim 1$  частица/(см<sup>2</sup>·с), а средняя энергия частиц  $\sim 10^{10}$  эВ. Энергетический спектр космических лучей падающий, т.е. с увеличением энергии частиц их поток уменьшается.

Космические лучи взаимодействуют с ядрами атомов воздуха и рождают новые высокоэнергичные частицы (вторичное излучение), большинство из которых являются заряженными. В их число входят вновь образуемые протоны, электроны и мюоны. Толщина атмосферы достаточна для того, чтобы в ней произошло до десятка последовательных столкновений первичной частицы с ядрами атомов воздуха.

Космические частицы сверхвысоких энергий ( $\epsilon \geq 10^{12}$  эВ) рождают в атмосфере земли широкие атмосферные ливни (ШАЛы). Частицы с энергией  $\epsilon \geq 10^{15}$  эВ рождают ливни, доходящие до поверхности земли. Эти ливни характеризуются следующими параметрами. Продольный размер ливня  $L \sim (10 \div 20)$  км, а средний поперечный  $R \sim 100$  м. От оси ливня вторичные частицы разлетаются на сотни метров до  $\sim 1$  км. Максимум числа частиц, рожденных ливнем, лежит на высоте, соответствующей массе столба воздуха  $X_m(\epsilon) = 70.15 \cdot \log(\epsilon) - 555.5$  г/см<sup>2</sup>, где  $\epsilon$  выражено в эВ [7]. Большинство ливней, доходящих до поверхности земли, образуется частицами с энергией  $\sim 10^{15}$  эВ, а максимум числа частиц в этих ливнях находится на высоте около 5 км. Максимумы ливней, образуемых частицами с энергией около  $10^{12}$  эВ, находятся на высоте  $\sim 10$  км. Число ливней на высоте 10 км примерно в (30 ÷ 50) раз больше числа ливней на уровне земли. Число высокоэнергичных заряженных частиц, рождаемых в ливне, лежит в пределах от сотен тысяч до миллиарда [8].

## 2. Колонная ионизация воздуха высокоэнергичными частицами

Заряженные частицы первичного и вторичного излучений, проходя через атмосферу, производят так называемую колонную ионизацию воздуха, которая наблюдается в следах этих частиц. Образованные частицей электроны и ионы внутри следа распределены радиально согласно кривой Гаусса, уменьшаясь в концентрации от максимума в центре наружу. Вследствие диффузии диаметр следа частицы со временем увеличивается. В течение первых 100 мкс с момента прохождения частицы радиус следа равен  $\sim 2 \cdot 10^{-3}$  см [9].

Коэффициент ионизации воздуха  $\alpha$  электроном с  $\epsilon > 1$  МэВ (или число электрон-ионных пар, рождаемых в следе единичной длины) можно рассчитать следующим образом. Ионизационные потери однозарядной релятивистской частицы в воздухе равны  $1.8$  МэВ·см<sup>2</sup>/г [8]. Плотность воздуха при нормальных условиях равна  $1.29$  кг/м<sup>3</sup>, поэтому на пути в 1 см частица теряет энергию  $\sim 2.3$  кэВ. На образование одной электрон-ионной

пары частица расходует энергию  $\sim 35 \text{ эВ}$  [8], поэтому коэффициент ионизации  $\alpha \approx 66 \text{ пар/см}$ .

Достаточно быстро происходят потери рожденных электронов из-за их прилипания к молекулам электроотрицательных газов воздуха, преимущественно к молекулам кислорода  $O_2$ . Прилипание электронов к молекулам  $O_2$  происходит в тройных столкновениях в соответствии с уравнением



где роль третьей частицы  $M$  выполняют преимущественно молекулы  $O_2$ ,  $N_2$  и  $H_2O$ . Экспериментальные значения констант скоростей реакций  $k_m$  при комнатной температуре равны:  $k_{O_2} = 2.5 \cdot 10^{-30} \text{ см}^6 \text{ с}^{-1}$ ,  $k_{N_2} = 0.16 \cdot 10^{-30} \text{ см}^6 \text{ с}^{-1}$ ,  $k_{H_2O} = 14 \cdot 10^{-30} \text{ см}^6 \text{ с}^{-1}$  [10].

Оценим частоту прилипания  $\nu_a$  и соответствующее ей время жизни свободных электронов  $\tau_a = 1/\nu_a$  в насыщенном водяным паром грозовом облаке при давлении  $P = 1013 \text{ кПа}$  и температуре  $T = 273 \text{ К}$ :

$$\nu_a = k_{O_2} (N_{O_2})^2 + k_{N_2} N_{O_2} N_{N_2} + k_{H_2O} N_{O_2} N_{H_2O} = 1.1 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}.$$

Здесь  $N_{N_2} = 2.1 \cdot 10^{19} \text{ см}^{-3}$ ,  $N_{O_2} = 5.67 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$ ,  $N_{H_2O} = 1 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$ . В соответствии с полученным значением  $\nu_a$  время жизни свободного электрона в грозовом облаке  $\tau_a = 1/\nu_a = 0.9 \cdot 10^{-8} \text{ с}$ .

При наличии в грозовом облаке электрического поля с напряженностью  $E$  акты прилипания электронов происходят на фоне их дрейфа. Поэтому наряду с понятием частоты прилипания  $\nu_a$  в этом случае вводят понятие коэффициента прилипания  $a = (\nu_a / v_g)$ ,  $\text{см}^{-1}$ , (здесь  $v_g$  - дрейфовая скорость электрона), который характеризует число прилипаний, испытываемых электроном на  $1 \text{ см}$  дрейфового пути.

При наличии в грозовом облаке достаточно сильного электрического поля в ионизованных следах высокоэнергичных заряженных частиц может происходить размножение электронов в так называемых электронных лавинах. Размножение электронов в лавинах определяется разностью коэффициентов ионизации и прилипания  $\alpha_{эф} = \alpha - a$ . В случае, когда  $\alpha > a$ , размножение возможно, а если  $\alpha < a$  - нет. Это обстоятельство существенно влияет на порог электрического пробоя воздуха в ионизованном следе.

Наступление пробоя в ионизованном следе частицы возможно лишь при выполнении условия пробоя Мика, которое в упрощенной форме гласит:

$$\alpha_{эф}(E) \cdot d \approx (18 \div 20), \quad N_e \sim 10^8,$$

где  $d$  - толщина пробойного промежутка,  $N_e$  - коэффициент усиления электронной лавины.

Из этого условия следует, что электрический пробой воздуха в следе должен происходить при  $\alpha_{эф} \geq 20 \text{ см}^{-1}$ . Исходя из этого значения  $\alpha_{эф}$ , можно найти значение  $E$ , при котором в следах частиц будет происходить электрический пробой воздуха.

Из соотношения  $\alpha_{эф} = \alpha - a$  при  $\alpha_{эф} = 20 \text{ см}^{-1}$  и  $\alpha = 66 \text{ см}^{-1}$  находим, что  $a = 46 \text{ см}^{-1}$ . Из соотношения  $a = v_a/v_g$  при  $v_a = 1.1 \cdot 10^8 \text{ с}^{-1}$  находим, что  $v_g \approx 1.1 \cdot 10^8 / 46 = 2.4 \cdot 10^6 \text{ см/с}$ . В воздухе при нормальном давлении такую дрейфовую скорость свободные электроны приобретают под действием электрического поля с напряженностью  $E \approx 3 \text{ кВ/см}$  [10]. Отсюда следует, что при напряженности электрического поля в грозовом облаке  $E \approx 3 \text{ кВ/см}$  в ионизованных следах высокоэнергичных заряженных частиц космических лучей должен наблюдаться электрический пробой воздуха. Самолетные наблюдения, которые были проведены Р. Ганном в грозовых облаках, показали, что перед моментом появления молнии напряженность поля в облаке достигала значения  $\sim 3.2 \text{ кВ/см}$  и не более [3].

Длину ионизованного следа, оставляемого в воздухе высокоэнергичной частицей, при нормальном давлении можно рассчитать из соотношения  $L = \varepsilon / (2.3 \text{ кэВ} \cdot \text{см}^{-1})$ , а на высоте 1 км, где давление ниже, из соотношения  $L = \varepsilon / (2 \text{ кэВ} \cdot \text{см}^{-1})$ . Здесь  $\varepsilon$  - энергия частицы. Отсюда видно, что на высоте 1 км частицы с энергиями 1, 10 и 40 МэВ оставляют в воздухе ионизованные следы длиной 5, 50 и 200 метров соответственно. Электрическое поле грозового облака на длину следов практически не влияет. Это связано с тем, что в процессе движения заряженная частица практически всю накопленную энергию теряет при столкновениях. Электроны с указанными энергиями движутся со скоростями, близкими к скорости света. Поэтому их ионизованные следы образуются и становятся видимыми при электрическом пробое за время, меньшее 1 мкс.

### 3. Образование молний

Космические лучи непрерывно образуют в воздухе систему из ионизованных следов разной длины и разных направлений, в которых присутствуют свободные электроны. Длина отдельного следа зависит от энергии образующей его частицы. Высокоэнергичные заряженные частицы, которых в воздухе достаточно много образуют следы от единиц метров до нескольких сотен метров (при характерной длине порядка 50 м), а мюоны - от нескольких сотен метров и до нескольких километров.

Указанная система следов существует в воздухе всегда независимо от наличия облаков. Она непрерывно обновляется, потому что космические лучи непрерывно образуют новые следы, а в старых следах свободные электроны исчезают в основном из-за прилипания к электроотрицательным газам воздуха (их время жизни  $\tau \ll 1 \text{ мкс}$ ).

В грозовом облаке непрерывно протекает процесс макромасштабного пространственного разделения зарядов. В результате в облаке образуются большие по величине (до нескольких Кл) и по протяженности (до нескольких км) отрицательные и положительные объемные заряды. Они сосредоточены преимущественно на гидрометеорах - каплях, кристаллах,

крупне. Рост объемных зарядов происходит до тех пор, пока создаваемая ими напряженность электрического поля в какой-то части облака не достигнет значения  $E \approx 3 \text{ кВ/см}$ . В этот момент появляется линейная молния. Она не уничтожает заряды на гидрометеорах облака, а нейтрализует создаваемое этими зарядами электрическое поле.

Образование молнии начинается со ступенчатого лидера, который прокладывает путь из облака к поверхности земли. В свою очередь, образование лидера начинается с *ШАЛа*, попавшего в ту часть грозового облака, где напряженность поля  $E \geq 3 \text{ кВ/см}$ . При этом система связанных друг с другом ионизованных следов оказывается под разностью потенциалов  $V$ , которая при толщине слоя порядка сотни метров равна  $V \approx 3 \text{ кВ/см} \cdot 10^4 \text{ см} \approx 30 \text{ МВ}$ . Под действием этой разности потенциалов через систему ионизованных следов течет ток, благодаря которому у границ слоя образуются разноименные заряды, сосредоточенные в этих следах. При толщине слоя  $d \approx 100 \text{ м}$  каждый из этих зарядов находится под потенциалом  $V/2 \approx 15 \text{ МВ}$ . Этой разности потенциалов достаточно для того, чтобы пробить слой воздуха толщиной до  $5 \text{ м}$ , подключить к системе проводящих каналов *ШАЛ* ионизованный след (или несколько следов), образованных другой высокоэнергичной частицей и сделать его (их) проводящим.

Как показывают наблюдения за молниями, пробой между ступенями лидера происходит в течение характерного времени  $50 \text{ мкс}$ . Этот пробой возможен при условии появления в течение указанного интервала двух близко расположенных друг к другу ионизованных следов. Поток космических лучей в нижней тропосфере составляет  $\sim 0.1$  частиц / ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ). При таком потоке одна частица в течение  $50 \text{ мкс}$  одна частица падает на поверхность  $1 / (0.1 \cdot 50 \cdot 10^{-6}) \text{ см}^2 = 2 \cdot 10^5 \text{ см}^2$ . Отсюда следует, что среднее расстояние между появившимися в течение  $50 \text{ мкс}$  ионизованными следами равно  $(2 \cdot 10^5 \text{ см}^2)^{0.5} \approx 5 \text{ м}$ .

В связи с тем, что вновь подключенный ионизованный канал становится электропроводящим, его потенциал принимает значение потенциала проводящей системы *ШАЛ*, равного  $\sim V/2$ . Далее происходит новый пробой воздуха между этим подключенным проводящим каналом и вновь образуемым ионизованным следом от другой высокоэнергичной частицы. Процесс подключения новых ионизованных следов продолжается до тех пор, пока проводящий канал, движущийся от облака, не достигнет проводящей поверхности земли. На этом формирование ступенчатого лидера заканчивается. Он проходит через систему следов, обладающую минимальным сопротивлением. Далее по проводящему каналу проходит так называемый возвратный удар. Во время этого удара электроны уходят из разветвленной проводящей системы облака и уменьшают имеющееся там электрическое поле до значения  $E \sim 20 \text{ В/м}$ , при котором разряд гаснет [10]. Тем самым они производят нейтрализацию отрицательного избыточного объемного заряда, находящегося в облаке. Так происходит в случае нисходящей молнии, которая переносит отрицательный заряд из облака на поверхность земли. В случае восходящей молнии электроны

уходят с поверхности земли в облако и производят в нем нейтрализацию положительного объемного заряда.

Проходящий по следам космических лучей лидер имеет ступенчатую форму, т.к. он составлен из следов различной длины. Скорость распространения лидера различна. Она максимальна в ступени (или в следе частицы) и близка к скорости света. Поэтому ступень длиной в десятки и сотни метров высвечивается за время менее 1 *мкс* [1]. В то же время в промежутках между ступенями она порядка  $10^7$  *см/с* [10]. При такой скорости промежутков воздуха длиной 5 м пробивается за время  $\sim 50$  *мкс*. Это соответствует характерному наблюдаемому значению так называемой паузы между ступенями лидера. Во время пробоя канал светится значительно слабее, чем в ступени. Время прохождения лидером промежутка между облаком и землей в основном определяется временем пробоя промежутков между ступенями и составляет единицы миллисекунд. В отличие от лидера возвратный удар распространяется с большей скоростью, характерная величина которой  $\sim 5 \cdot 10^7$  *см/с* [1].

После возвратного удара заканчивается первый разрядный импульс молниевой вспышки. Далее происходит остывание разрядного канала. Если за время  $\leq 100$  *мс* к этому каналу подключается система проводящих каналов нового *ШАЛа*, появившегося в облаке, то через него проходит второй разрядный импульс. Этому разряду предшествует так называемый стреловидный лидер, который проходит через систему проводящих каналов *ШАЛ* и неостывший канал предшествующего импульса. Число разрядных импульсов во вспышке молнии определяется числом *ШАЛ*ов, подключаемых к неостывшему разрядному каналу первого импульса, а также величиной заряда, находящегося в облаке.

Кроме молний "облако - земля" существуют молнии внутриоблачные (их большинство) и молнии "облако - облако". Внутриоблачные молнии переносят заряды из одной части облака в другую по проводящим следам *ШАЛ* (значительно реже двух *ШАЛ*ов, одновременно попадающих в облако). Аналогичные процессы происходят при молниевых разрядах "облако - облако".

### Заключение

С учетом вышеизложенного, а также результатов наблюдений за грозовыми облаками [1, 2] и космическими лучами [8], можно заключить, что молнии проходят по ионизованным следам космических лучей. Они появляются при напряженностях электрического поля в облаке порядка 3 *кВ/см*, что на порядок ниже пробивного напряжения воздуха при нормальных условиях ( $E \approx 30$  *кВ/см*), имеют ступенчатую (или зигзагообразную) форму и ветвятся с преимущественным направлением вниз. При этом длины их ступеней лежат в пределах от единиц до сотен метров, что соответствует длинам пробегов высокоэнергичных частиц космических лучей в воздухе. Радиус объема, в котором молния нейтрализует заряд в облаке, составляет сотни метров, что соответствует радиусу разлета частиц *ШАЛ*, инициирующего появление молнии.

Характерная высота, где зарождаются молнии "облако-земля" ( $\sim 5$  км), соответствует характерной высоте максимумов числа частиц в ливнях, образуемые космическими лучами с  $\varepsilon \geq 10^{15}$  эВ. Частицы этих ливней достигают поверхности земли. Характерная высота внутриоблачных молний ( $\sim 10$  км) соответствует высоте максимума общего числа ливней, образуемых космическими частицами с  $\varepsilon \geq 10^{12}$  эВ. Молния бывает многоимпульсной в тех случаях, когда к неостывшему каналу предшествующего разрядного импульса новый ШАЛ подключает новую содержащую объемный заряд область грозового облака. Период следования (десятки миллисекунд) и число разрядных импульсов молнии (от 1 до 26) определяются потоком ШАЛов, падающих на грозовое облако, а также размерами находящегося в облаке объемного заряда. Без ШАЛов появление молний невозможно [11].

Следует обратить внимание на то, что попадание лидера в ту или иную точку поверхности земли носит чисто случайный характер. В том случае, когда лидер попадает на находящийся на поверхности земли сверхвысоковольтный изолятор, нейтрализация объемного заряда облака не происходит и поэтому разрядный импульс не развивается. Это следует учитывать при разработке технических средств молниезащиты различных объектов.

### Литература

1. Юман М. Молния. М: Мир, 1972, 327 с.
2. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество, Л: Гидрометеиздат, 1974, 420 с.
3. Gunn R. Electric field intensity inside of natural clouds. // J. Appl. Phys., 1948, v. 19, 5.
4. Ermakov V.I. Lightning initiation by galaxy cosmic rays. // Proceedings of 9<sup>th</sup> International Conference on Atmospheric Electricity, St-Petersburg, 1992, 485 - 488.
5. Ермаков В.И. Молнии - следы космических частиц сверхвысоких энергий. // Наука и жизнь, 1993, № 7, 92 - 98.
6. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Космические лучи в механизме образования грозовых облаков. // Краткие сообщения по физике. ФИАН, 2003, № 1, 23-35.
7. Stozhkov Y.I. The particle number maximum position in air showers as a function of particle energy. // Proceedings of 27<sup>th</sup> International Cosmic Ray Conference, Germany, Hamburg, 2001, HE, 487- 489.
8. Мурзин В.С. Введение в физику космических лучей. М: МГУ, 1988, 319 с.
9. Леб Л. Основные процессы электрических разрядов в газах. М - Л: ГИТТЛ, 1950, 672 с.
10. Райзер Ю.П. Физика газового разряда. М: Наука, 1987, 591 с.
11. Ермаков В.И., Стожков Ю.И. Роль космических лучей в образовании молний. // Краткие сообщения по физике. ФИАН, 2003, № 9, 43-50.

**Адреса для контактов:**

Ермаков Виктор Иванович

Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета

141700, г. Долгопрудный Моск. обл. ул. Первомайская, д. 3

e-mail: cao@mesom.ru

факс: (095) 576-33-27

Стожков Юрий Иванлович

Физический институт им. П.Н. Лебедева, РАН

199991, Москва, Ленинский проспект, д. 53

e-mail: stozhkov@fian.fiandns.mipt.ru

факс: (095) 408-61-02.