

ОБЗОРЫ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

Электрический цикл в земной атмосфере

Б.М. Смирнов

Представлена качественная физическая картина атмосферного электричества как вторичного явления по отношению к циркуляции воды в атмосфере Земли. Основанием для этой картины являются известные электрические процессы в атмосфере, которые дополняются усреднёнными наблюдательными параметрами, а также детальным анализом физики отдельных процессов. Электрические атмосферные процессы начинаются с зарядки аэрозолей на высотах в несколько километров в результате столкновения аэрозолей, находящихся в разных агрегатных состояниях. Электрический ток создаётся за счёт разных скоростей падения в кучевом облаке положительно и отрицательно заряженных аэрозолей, имеющих разную массу. В результате нижний край кучевого облака содержит преимущественно отрицательно заряженные аэрозоли со средним зарядом (25–30)e. Это создаёт электрическое поле между Землёй и кучевым облаком, а последующее проникновение потоков тёплого влажного воздуха с поверхности Земли в кучевое облако вызывает электрический пробой атмосферы в виде отдельных вспышек молнии. Одновременно эти процессы ведут к росту аэрозолей и выпадению их на Землю в виде дождя. Процессы в атмосферном воздухе, в том числе с участием аэрозолей, электронов и ионов, создают единую физическую картину электрических явлений в атмосфере Земли.

PACS numbers: 92.60.Bh, 92.60.Mt, 92.60.Pw

DOI: 10.3367/UFN.0184.201411a.1153

Содержание

1. Введение (1153).
 2. Атмосфера Земли как электрическая система (1155).
 - 2.1. Особенности электрических процессов в атмосфере.
 - 2.2. Электрические процессы в атмосфере Земли.
 - 2.3. Вода в атмосфере Земли.
 - 2.4. Ключевые процессы атмосферного электричества.
 3. Атмосферные процессы с участием аэрозолей (1160).
 - 3.1. Ассоциация аэрозолей в атмосфере Земли.
 - 3.2. Коалесценция в аэрозольной плазме.
 - 3.3. Процессы в облаках.
 - 3.4. Образование дождя из облака.
 4. Ионы и электрические поля в атмосфере Земли (1168).
 - 4.1. Атмосферные ионы.
 - 4.2. Проникновение зарядов в облака.
 - 4.3. Процессы зарядки аэрозолей.
 - 4.4. Разделение заряда в облаке.
 5. Заключение (1173).
- Список литературы (1174).

1. Введение

Предметом данного обзора является анализ электрических явлений в атмосфере Земли, которые включают в себя процессы рождения зарядов и протекания электри-

ческих токов через атмосферу. Электрические процессы — это вторичные явления по отношению к циркуляции воды в атмосфере [1], они управляются известными физическими законами, что позволяет понять их закономерности с общих позиций физики. Изучение электрических процессов в атмосфере Земли и на её поверхности, создавшее их современное понимание, осуществляется в течение нескольких веков. В частности, исследования Б. Франклина (США) в середине XVIII в., связанные с запуском воздушного змея на металлической проволоке в грозовое облако, показали тождественность атмосферного электричества с электричеством, получаемым при помощи трения на вращающемся диске, что доказало электрическую природу молнии. Франклин установил две формы электричества, связанные с положительным и отрицательным зарядом, и продемонстрировал возможность уводить электрические заряды из атмосферы с помощью металлических проводов, возвышающихся над зданиями и уходящих под землю.

Понимание электрической природы грозových явлений позволило сконструировать громоотвод, появившийся в 1752 г. в США и почти в то же время в Чехии [2], что стало первым практическим шагом на пути защиты от негативного влияния атмосферного электричества. В то же время исследования М.В. Ломоносова (теоретические) и Г.В. Рихтера, проводившего измерения атмосферного электрического разряда и в конечном итоге погибшего от разряда молнии, позволили получить представления о принципиальных элементах атмосферного электричества. В частности, Ломоносов описывал возникновение электричества в результате трения пылинок и других взвешенных частичек воздуха с ка-

Б.М. Смирнов. Объединенный институт высоких температур РАН, ул. Ижорская 13/19, 125412 Москва, Российская Федерация
Тел./Факс (499) 190-42-44
E-mail: bmsmirnov@gmail.com

Статья поступила 20 января 2014 г.,
после доработки 28 июня 2014 г.

пельками воды, что в принципе соответствует современной схеме формирования атмосферного электричества, где ключевым процессом является столкновение снегообразных и жидких аэрозолей воды с частицами льда микрометровых размеров, которое сопровождается образованием зарядов на сталкивающихся частицах [3–11]. Опыт, накопленный при исследовании электрических процессов в атмосфере и состоящий как в понимании природы процессов, так и в создании приборного парка для измерения их параметров, явился основой для развития современных направлений науки, таких как физика высоких энергий и физика плазмы.

Большой вклад в понимание физики атмосферного электричества внёс Вильсон (С.Т.Р. Wilson) в начале XX в. Он разработал и модифицировал конденсационную камеру для регистрации ионов, которая более известна как камера Вильсона. Эта работа была удостоена Нобелевской премии 1927 г. Измерения с помощью камеры, объединённые впоследствии с высотными баллонными измерениями в атмосфере, и последующий анализ результатов этих измерений позволили Вильсону сформулировать и понять целый ряд проблем атмосферного электричества, причём последующее развитие некоторых из них произошло с заметной задержкой. Именно Вильсон [12, 13] продемонстрировал образование ионов в атмосфере. Он выполнил первые измерения электрических токов в атмосфере и напряжённости электрического поля вблизи поверхности Земли [14, 15]. Вильсон показал [16–18], что Земля заряжена отрицательно, а космические лучи (рентгеновское излучение и быстрые частицы, попадающие в нижние слои атмосферы со стороны Солнца) вызывают разрядку Земли. В силу низкой плотности воздуха заряженные облака могут вызвать электрический пробой атмосферы на больших высотах [19, 20]. Возникающие в результате светящиеся образования в настоящее время получили название спрайтов. Далее, Вильсон показал возможность образования быстрых электронов в атмосфере Земли на больших высотах [21]. Это явление получило название убегающих электронов [22].

Существенный прогресс в исследовании грозовых явлений был достигнут в первой половине XX в., когда на основе фотографирования молнии камерой Бойса, измерений электрического и магнитного полей молнии, измерений атмосферных электрических токов и спектроскопического анализа свечения молнии была построена картина грозового явления в атмосфере. В частности, на рис. 1 представлено распределение зарядов в грозовом облаке [23], которое основано на измерениях параметров грозовых процессов в Южно-Африканской Республике. Эти данные иллюстрируют картину молнии как физического явления [24–29, 31]. К этому следует добавить радарную диагностику облаков и регистрацию различного вида волн в грозовую погоду, лабораторное моделирование и теоретический анализ электрических процессов в атмосфере. Методы регистрации грозовых процессов, а также физическая картина электрического пробоя атмосферы, полученная на основе этих методов, представлены в книгах [32–35].

Как следует из рис. 1, электрические процессы протекают в относительно тонком слое атмосферы толщиной примерно 10 км. Характерные напряжённости электрического поля, возникающего в результате разделения заряда в облаке, составляют порядка 1 кВ см^{-1} , а

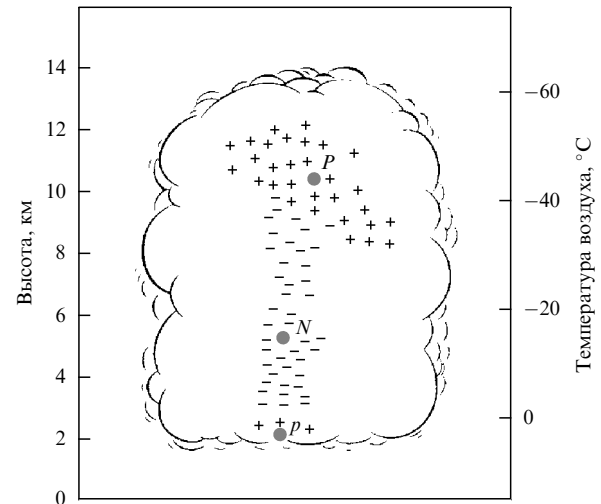


Рис. 1. Типичное распределение зарядов в грозовом облаке [23], построенное на основе измерений электрических полей в нём для условий Южной Африки. В представленной модели положительный заряд составляет $P = 40 \text{ Кл}$, $p = 10 \text{ Кл}$, отрицательный заряд $N = -40 \text{ Кл}$.

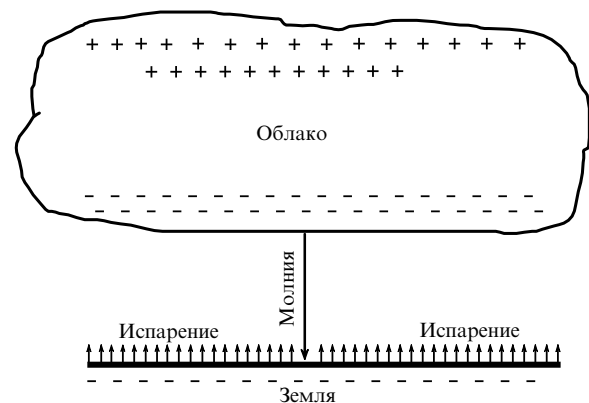


Рис. 2. Упрощённая схема электрических процессов, которые сопровождают циркуляцию воды в атмосфере. Зарядка Земли осуществляется молниями [36], которые представляют собой электрический пробой между облаками и поверхностью Земли [37, 38]. Облака образуются и разрушаются в результате циркуляции влаги через атмосферу при её испарении с поверхности Земли и возвращения обратно в виде дождей и осадения аэрозолей.

электрическое напряжение для заряженного атмосферного слоя относительно поверхности Земли оказывается порядка десятков мегавольт. Однако молнии представляют собой только одно из явлений атмосферного электричества, хотя и наиболее яркое. Именно молнии переносят отрицательный заряд на Землю и обеспечивают отрицательный заряд Земли (рис. 2) [17, 20, 36–38]. Этот заряд создаёт в атмосфере электрическое поле, под действием которого возникают слабые электрические токи, приводящие к разрядке Земли. Как следует из рис. 1, 2, электрические свойства атмосферы формируются в облаках, так что свойства и динамика облаков [37, 39–45] весьма существенны для атмосферного электричества.

Хотя атмосферные электрические токи неравномерно распределены как по поверхности Земли, так и по времени, их значения, просуммированные по поверхности Земли и усреднённые по времени, как и другие средние параметры атмосферного электричества [46–48], удобны

для анализа электрических атмосферных процессов. Усреднённые значения атмосферных параметров проведены временем, что определяет надёжность этих данных и даёт возможность построить на их основе простую модель атмосферного электричества. Конечно, природа гораздо разнообразнее и богаче по сравнению с простой моделью, которая, тем не менее, позволяет представить качественный анализ физических явлений атмосферного электричества.

Целью данного обзора является рассмотрение совокупности ключевых электрических процессов в атмосфере, понимание которых развивается в течение полувека и основано на результатах соответствующих экспериментальных исследований. Добавляя к этому анализ отдельных физических процессов, имеющих отношение к атмосферному электричеству, основанный на информации о плазменных процессах, мы представим логически замкнутую физическую картину для электрических процессов в атмосфере.

2. Атмосфера Земли как электрическая система

2.1. Особенности электрических процессов в атмосфере

Сформулируем общую проблему, рассматриваемую в данном обзоре, и метод проведения анализа. Схема протекающих процессов представлена на рис. 3, который является обобщением рис. 2. Эти процессы образуют замкнутую цепь, причём некоторые из них достаточно естественны, тогда как анализ других процессов даёт важную информацию. Нашей целью является использование этой информации для качественного анализа электрических процессов, что в конечном итоге приведёт к более детальному описанию атмосферного электричества.

При анализе электрических процессов в атмосфере использованы параметры, усреднённые по времени и просуммированные по поверхности земного шара. Далее выясним, к какой ошибке может привести такой подход. В первую очередь, определим, к чему приведёт это приближение, если его использовать при анализе метеорологических параметров атмосферы. В этом случае мы должны оперировать с мощностями отдельных энергетических процессов, относящихся к земному шару

как к целому [49–51]. В частности, полная мощность солнечного излучения, попадающего в атмосферу, составляет $1,7 \times 10^{17}$ Вт. Если считать, что эта мощность излучается далее поверхностью Земли как целого, то температура поверхности Земли должна составлять 293 К. Такую информацию мы бы получили при анализе погоды на Земле в рамках рассматриваемого подхода. Наоборот, если рассмотреть электрические процессы на Земле с точки зрения требований при предсказании погоды, то при анализе электрических процессов атмосферы мы должны были бы предсказать, в какое время гроза будет происходить в данной местности и в какой дом и в какое время ударит молния.

Рассмотрим распределение грозовых разрядов по поверхности земного шара. Согласно наблюдениям [52–54], каждую секунду происходит в среднем примерно 100 вспышек молний по всему земному шару. Более точные измерения вспышек проводятся со спутника NASA [55], которые дают распределение этих вспышек по земному шару. Согласно этим измерениям, в среднем каждую секунду наблюдается примерно 44 вспышки, и совпадение этой величины с вышеприведённым значением свидетельствует о точности используемой информации. Наиболее часто грозовые явления наблюдаются в континентальной и прибрежной областях, тогда как в океанах вдали от суши и в области полюсов Земли они практически отсутствуют. Примерно 70 % наблюдений относится к тропической части суши в соответствии с нашим опытом, согласно которому грозовые явления происходят в тёплое время года.

Чемпионом по плотности вспышек молний является деревня Кифука (Kifuka) в Демократической Республике Конго. Эта деревня находится на высоте 975 м над уровнем моря, интенсивность вспышек молний составляет 160 км^{-2} в год, тогда как значение этой величины, усреднённое по земному шару, равно примерно 3 км^{-2} в год. Другим примером местностей с повышенной вероятностью грозовой погоды является устье реки Кататумбо в месте впадения в озеро Маракайбо в Венесуэле, где частые молнии называются явлением Кататумбо (рис. 4) [56–58]. Грозы в этой местности наблюдаются ночью и длятся около 10 ч примерно 150 дней в году. Полное число разрядов молний составляет $1,2 \times 10^6$ вспышек в год. Местность Кататумбо окружена с трёх сторон горными хребтами Анд и Кордильер высотой 3700 м,

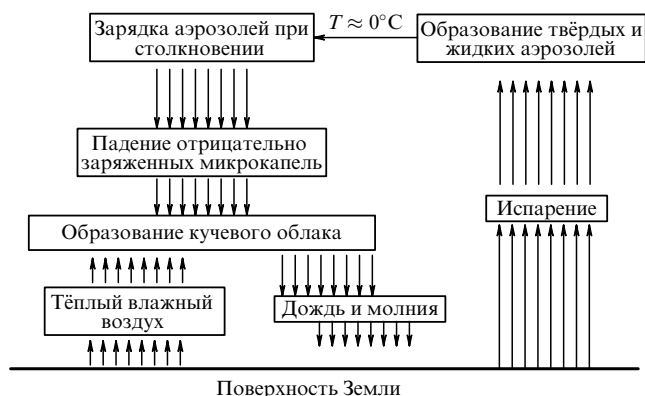


Рис. 3. Общая схема циркуляции воды и электрических процессов в атмосфере Земли, построенная на понимании [36–38] принципов атмосферного электричества и процессов эволюции облаков.



Рис. 4. Типичная молния Кататумбо [57].

что создаёт особый характер воздушных потоков. Кроме того, из ближайших болот выделяется метан, потоки которого упрощают формирование молний. Последние часто возникают между облаками и достигают до 10 км в длину. Если считать, что каждая вспышка молнии приводит к переносу заряда в среднем 5 Кл [32], то получим, что вклад в полный ток на поверхность Земли (который в среднем равен 1700 А) за счёт данной местности составляет 0,2 А. Как видно, грозовые явления распределены по поверхности Земли неравномерно, и использование усреднённых параметров при исследовании электрических процессов в атмосфере приводит к качественной картине атмосферного электричества.

2.2. Электрические процессы в атмосфере Земли

Рассмотрим средние электрические параметры атмосферы, а также Земли как целого. Земля заряжена отрицательно, причём вблизи её поверхности поддерживается электрическое поле напряжённостью в среднем $E_0 = 130 \text{ В м}^{-1}$, что соответствует отрицательному заряду Земли $Q = E_0 R_{\oplus}^2 = 5,8 \times 10^5 \text{ Кл}$ [47, 59] ($R_{\oplus} = 6300 \text{ км}$ — радиус Земли). Потенциал Земли относительно окружающего её пространства $U_0 \approx 240\text{--}300 \text{ кВ}$ [60, 61]. Будем моделировать Землю как сферический конденсатор, нижним электродом которого является поверхность Земли, причём напряжённость электрического поля линейно уменьшается с высотой и равна нулю на верхнем электроде конденсатора. Тогда расстояние между электродами $L = 2U_0/E_0 \approx 5\text{--}6 \text{ км}$. Отсюда следует, что электрические процессы в атмосфере протекают на малых высотах, не превышающих нескольких километров.

Используем для электрической системы Земли более подходящую простую модель, считая, что заряд Земли экранируется нескомпенсированным положительным зарядом, который присутствует на высотах атмосферы вплоть до высоты L , так что полный положительный заряд атмосферы в этом слое компенсирует заряд Земли. Такая ситуация имеет место, если в атмосфере присутствуют положительные и отрицательные ионы, причём положительных ионов больше, и разность плотностей положительных и отрицательных ионов равна ΔN . Тогда из уравнения Пуассона для напряжённости электрического поля как функции высоты над поверхностью Земли $E(h)$ следует

$$\frac{dE}{dh} = 4\pi e \Delta N. \quad (2.1)$$

Считая, что значение ΔN не зависит от высоты, получим решение этого уравнения в виде

$$E = E_0 \left(1 - \frac{h}{L}\right), \quad L = \frac{E_0}{4\pi e \Delta N}. \quad (2.2)$$

Отсюда следует, что

$$L = \frac{2U_0}{E_0}, \quad \Delta N = \frac{E_0}{4\pi e L} = \frac{E_0^2}{8\pi e U_0}.$$

На основе вышеприведённых значений получим $L \approx 5 \text{ км}$ и $\Delta N \approx 3 \text{ см}^{-3}$. Анализируя представленные результаты, отметим, что оценки параметров атмосферы носят качественный характер, поскольку эти параметры могут резко меняться как во времени, так и в заданный момент времени в зависимости от координаты на поверхности Земли. Полученное значение толщины заряженного слоя

атмосферы L свидетельствует о том, что электрические явления, ответственные за зарядку поверхности Земли, формируются в атмосфере на высоте в несколько километров.

В дополнение отметим, что, согласно проведённым измерениям, средняя плотность тока, который разряжает Землю, составляет над сушей $2,4 \times 10^{-16} \text{ А см}^{-2}$, а над океанами $3,7 \times 10^{-16} \text{ А см}^{-2}$ [47, 30]. Это примерно соответствует полному току разрядки Земли, проходящему через её атмосферу и равному $I = 1700 \text{ А}$ [36]. Находящиеся в атмосфере молекулярные ионы разного сорта имеют близкие подвижности, равные примерно $2 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$ [62]. Такая подвижность ведёт к характерному времени разрядки Земли $\tau = Q/I \approx 6 \text{ мин}$. Как видно, для поддержания отрицательного заряда Земли необходим процесс, который её заряжает. Такой процесс связан с электрическим разрядом между облаками и Землёй, который осуществляется посредством молний [36]. Именно молнии переносят отрицательный заряд на Землю и обеспечивают зарядку Земли [37, 38]. В свою очередь, для возникновения молний необходимо создание высокого напряжения между облаками и Землёй, что и определяет специфику молний [33, 35]. При этом, хотя мы считаем, что молнии заряжают Землю отрицательно, согласно характеру предшествующих этому процессов ничто не запрещает перенос положительного заряда на Землю в результате электрического пробоя между облаком и поверхностью Земли. Согласно измерениям [63], число молний, переносящих отрицательный заряд, в $2,1 \pm 0,5$ раза превышает число молний, переносящих положительный заряд, а полный ток отрицательного заряда на Землю превышает полный ток переносимого молниями положительного заряда в $3,2 \pm 1,2$ раза.

Наиболее ярким и заметным элементом в цепи электрических процессов, протекающих в атмосфере, является электрический пробой в атмосфере — молния. Этот пробой происходит под действием электрического поля, возникающего за счёт электрического заряда облака, и может происходить как между облаком и поверхностью Земли, так и между двумя облаками. В основной фазе молния представляет собой электрический ток, проходящий по проводящему каналу молнии. Эта фаза наиболее интересна в плане переноса электричества в атмосфере, поскольку она вносит основной вклад в перенос электрического заряда на поверхность Земли. Далее мы приведём некоторые средние значения параметров молний, на которые будем ориентироваться в последующем анализе.

Электрическое поле между облаком и Землёй возникает за счёт разделения заряда в атмосфере в результате падения аэрозолей, так что на нижнем краю кучевого облака создаётся относительно большой заряд, чаще отрицательный. Электрический потенциал нижнего края облака по отношению к Земле равен 20–100 МВ [53], а проходимое молнией расстояние составляет несколько километров (см., например, рис. 5) при расстоянии между облаком и поверхностью 1–5 км. Молния приводит к переносу части заряда нижнего края облака на Землю. Средний заряд, переносимый в одной молнии, составляет примерно 20 Кл, и каждая молния содержит 3–4 вспышки [33, 35], т.е. включает в себя несколько импульсов электрического тока, последовательно распространяющихся почти по одному и тому же каналу. Тем самым в каждой вспышке, т.е. в каждом импульсе



Рис. 5. Разряд молнии, распространяющийся по одному каналу [65].

электрического тока вместе с последующим периодом более слабого непрерывного электрического тока, переносится заряд примерно 5 Кл [32–35]. При этом в процессе прохождения электрического тока по проводящему каналу воздух в канале нагревается и расширяется, так что давление воздуха в канале уравнивается давлением окружающего воздуха. Если скорость расширения превышает скорость звука в окружающем холодном воздухе, равную $3,3 \times 10^4 \text{ см с}^{-1}$ [64], то возникает ударная волна.

Рассмотрим характер распространения электрического тока в молнии. Первая стадия развития молнии относится к созданию проводящего канала в воздухе в результате распространения ступенчатого лидера [32–35]. Ступенчатый лидер представляет собой слабо светящееся явление и распространяется вдоль ломаной линии с длиной сегмента в десятки метров. Первая стадия распространения сигнала вдоль каждого отрезка имеет стримерную природу. Далее вблизи головки лидера формируется плазменный чехол, обеспечивающий частичную ионизацию воздуха в этой области [66–69]. Характерная скорость распространения ступенчатого лидера составляет порядка $1 \times 10^7 \text{ см с}^{-1}$, т.е. порядка дрейфовой скорости электронов в воздухе при рассматриваемых электрических полях. После создания проводящего канала по нему распространяется электрический ток, вызывая интенсивное свечение канала. Эта стадия молнии называется возвратным ударом и характеризуется высокой скоростью распространения сигнала, вплоть до $5 \times 10^9 \text{ см с}^{-1}$, что соответствует скорости переднего фронта при распространении электрического сигнала в проводниках. Возвратный удар относительно короток, порядка микросекунд, так что сам разряд молнии, включающий все фазы подготовки канала и прохождения по нему электрического тока отдельной вспышки, длится менее 10^{-3} с . Несмотря на то что за это время проводящий канал молнии расширяется, введённая в него энергия под действием электрического тока частично сохраняется и тратится на нагревание, диссоциа-

цию и частичную ионизацию воздуха в проводящем канале и в смежных областях.

Отметим, что электрическая энергия молнии относительно велика и концентрируется в небольшой области. Чтобы оценить её масштаб, сравним энергию отдельной вспышки молнии, несущей в среднем заряд 5 Кл, с энергией, которую несёт пушечный снаряд, движущийся со скоростью 760 м с^{-1} . Приравнявая переносимую молнией энергию к кинетической энергии пушечного снаряда, получим, что эти энергии равны, если масса снаряда равна примерно 3 т. Эта оценка показывает, какую опасность представляет молния для домов и зданий, если они лишены системы молниезащиты, позволяющей увести заряд молнии в Землю по искусственному проводящему каналу. Отсюда следует также, что переносимый молнией заряд опасен и для расположенных рядом объектов.

При этом отметим, что процессы испарения воды с поверхности Земли и процессы разрядки Земли, как и процессы зарядки в кучевых облаках, протекают более или менее равномерно по всей её поверхности, тогда как процессы, осуществляемые посредством молний, включают малые участки поверхности Земли. Поэтому локальные потоки энергии при переносе заряда от облака на поверхность Земли становятся достаточно высокими. Действительно, поток энергии, затраченной на испарение воды (и далее выделяемой при её конденсации), составляет в среднем по поверхности Земли $6 \times 10^{-3} \text{ Вт см}^{-2}$, а поток энергии при разрядке Земли составляет $1 \times 10^{-10} \text{ Вт см}^{-2}$. Что касается молний, то локальные потоки энергии могут быть гораздо выше, поскольку они приходятся на относительно малую площадь Земли. В соответствии с ранее приведёнными параметрами будем считать, что зарядка Земли осуществляется за счёт 100 молний в секунду [52–54], так что выделение энергии происходит на поверхности Земли с площади порядка 1 м^2 за время порядка $1 \times 10^{-4} \text{ с}$. Полагая, что развитие молнии происходит под действием электрического напряжения 50 МВ, получим для локального потока энергии величину $1 \times 10^9 \text{ Вт см}^{-2}$. Данный параметр характеризует прохождение, а не выделение энергии, но его значение свидетельствует о том, что электрические процессы в атмосфере приводят к высокой концентрации энергии по сравнению со значением, присущим первоначальному процессу переноса влаги.

Для того чтобы оценить масштаб грозового явления, представим простую модель грозового облака в виде металлического диска, заряд которого $Q = 20 \text{ Кл}$, т.е. равен заряду, переносимому средней молнией. Потребуем, чтобы напряжённость электрического поля E около поверхности диска не превышала пробойную для сухого атмосферного воздуха, $E = 30 \text{ кВ см}^{-1}$, тогда получим плотность заряда на диске $\sigma = E/(2\pi) = 5 \times 10^{-9} \text{ Кл см}^{-2}$ и радиус диска $R = \sqrt{Q/(\pi\sigma)} = 400 \text{ м}$. Это свидетельствует о пороговом характере грозовых явлений, так что размер облака не может быть малым. Действительно, грозовые явления развиваются в облаке вулканической пыли, если размер облака превышает 500 м, тогда как размер обычного облака при грозовом явлении должен превышать 3 км [59].

2.3. Вода в атмосфере Земли

Поскольку электрические процессы в атмосфере сопровождают циркуляцию воды в атмосфере [1], а электриче-

ские процессы мы рассматриваем для Земли как целого, представим параметры переноса воды через атмосферу, усреднённые по времени и просуммированные по поверхности земного шара. Скорость прохождения воды через атмосферу при её испарении с поверхности Земли составляет 4×10^{20} г год⁻¹ или $1,3 \times 10^{13}$ г с⁻¹, так же как и скорость осаднения воды на поверхность Земли. Среднее содержание воды в атмосфере составляет $1,3 \times 10^{16}$ кг [70] по сравнению с $5,1 \times 10^{18}$ кг находящегося в атмосфере сухого воздуха. Соответственно удельный вес воды вблизи земной поверхности составляет 3 г м^{-3} по сравнению с удельным весом $1,2 \text{ кг м}^{-3}$ сухого атмосферного воздуха. Указанная удельная плотность молекул воды соответствует парциальному давлению воды, равному 2 торр вблизи поверхности Земли. При этом давление насыщенного пара воды при температуре 0°C равно 4,7 торр [71]. Отсюда можно заключить, что вода находится в атмосфере главным образом в виде молекул, а конденсация водяного пара в областях с низкой температурой приводит к образованию аэрозолей — водяных частиц микрометровых размеров. Поскольку конденсация происходит при температуре, близкой к температуре замерзания воды, то вода в аэрозолях может находиться в разных агрегатных состояниях.

Электрический ток в атмосфере можно рассматривать как вторичное явление по отношению к круговороту воды в атмосфере. Разделив величину электрического тока, попадающего на поверхность Земли от молний ($I = 1700 \text{ А}$), на массу переносимой при этом через атмосферу воды в единицу времени, $dM/dt = 1,3 \times 10^{13} \text{ г с}^{-1}$, получим для удельной величины переносимого заряда

$$\frac{I}{dM/dt} = 1,4 \times 10^{-10} \text{ Кл г}^{-1}. \quad (2.3)$$

Далее мы будем ориентироваться на это значение при анализе электрических процессов в атмосфере.

Отметим, что температура атмосферного воздуха уменьшается по мере набора высоты вплоть до тропопазузы [70] (слоя атмосферы, где температура достигает минимума), находящейся на высоте 9 км для полюсов и 17 км для экватора. Средняя температура у поверхности Земли равна 15°C , температура тропопазузы составляет -55°C , а градиент температуры по высоте равен $-6,5 \text{ К км}^{-1}$ [72]. Отсюда видно, что конденсация воды может происходить на высотах, по крайней мере, не ниже 2–3 км. Образующиеся аэрозоли являются частицами микрометровых размеров и представляют собой жидкую, снегообразную или ледяную микрочастицу, а возможно, и смесь этих форм.

Таблица 1 [73] содержит значения давления насыщенного пара для воды в зависимости от температуры, причём микрочастицы, в которых вода находится в конденсированном состоянии, образуются при парциальном давлении воды, превышающем давление насыщенного пара при данной температуре. Поскольку именно аэрозоли ответственны за электрические процессы в атмосфере, эти процессы происходят, если содержание воды в атмосфере превышает некоторое пороговое значение. В частности, считается, что грозовая погода возможна, если содержание воды в атмосфере превышает 7 г кг^{-1} (грамм воды на килограмм воздуха) [59]. Такое содержание воды соответствует давлению насыщенного пара воды при температуре 8°C .

Таблица 1. Насыщенный пар воды в атмосферном воздухе [73]: p_{sat} — давление насыщенного пара при указанной температуре, N_{sat} — плотность молекул воды в насыщенном паре, C — отношение массы насыщенного пара воды к массе атмосферного воздуха для заданного объёма

$T, ^\circ\text{C}$	$T, \text{К}$	$p_{\text{sat}}, \text{кПа}$	$N_{\text{sat}}, 10^{17} \text{ см}^{-3}$	$C, \text{г кг}^{-1}$
-20	253	0,103	0,295	0,631
-15	258	0,165	0,463	1,01
-10	263	0,260	0,716	1,59
-5	268	0,402	1,09	2,46
0	273	0,611	1,62	3,74
5	278	0,873	2,27	5,35
10	283	1,23	3,14	7,52
15	288	1,71	4,29	10,4
20	293	2,34	5,78	14,3
25	298	3,17	7,70	19,4
30	303	4,25	10,2	26,0

2.4. Ключевые процессы атмосферного электричества

Схема цепи процессов переноса воды через атмосферу и сопровождающих их электрических процессов представлена на рис. 3. Тем не менее ключевыми процессами являются образование заряженных аэрозолей и последующее разделение зарядов, приводящее к возникновению электрических полей в атмосфере. Под аэрозолями мы подразумеваем находящиеся в атмосфере частицы или капли воды микрометровых размеров. Рассмотрим вкратце ключевые процессы атмосферного электричества. Казалось бы, начало электрическим процессам, которые в последующем приводят к пробое атмосферы, дают молекулярные ионы, определяющие электрический ток в сухой атмосфере. Однако, как это ни странно, молекулярные ионы не имеют отношения к образованию электрических полей в атмосфере, а источником являются столкновения аэрозолей воды, находящихся в разных агрегатных состояниях. Последнее означает, что водный аэрозоль может находиться в жидком, твёрдом кристаллическом состоянии, т.е. быть частицей льда, а также в твёрдом аморфном состоянии, т.е. состоять из снега, как частица града. С другой стороны, вода представляет собой электролит, содержащий ионы H_3O^+ и OH^- . При соприкосновении двух аэрозолей в разных агрегатных состояниях возможен переход ионов через границу раздела, так что после разделения частиц одна из них будет содержать избыток ионов H_3O^+ , а другая — избыток ионов OH^- . Таким образом происходит зарядка аэрозолей при их столкновении.

Описанный характер образования заряда в атмосфере был экспериментально продемонстрирован в работе Рейнольдса с соавторами в 1957 г. [3], которая, по мнению автора настоящего обзора, недооценена. Казалось бы, за прошедшие годы можно было определить точно, какой заряд устанавливается на аэрозолях в зависимости от их состояния, размера, температуры и скорости столкновения. Однако в настоящее время мы не имеем полной информации по данному процессу. Видимо, это связано с чувствительностью характера и скорости процесса к условиям, при которых он происходит. Скажем, попытка повторить данный эксперимент в 1961 г. [74, 75] привела к малым скоростям зарядки, отличающимся на несколько порядков величины от полученных в работе [3]. Вероятно, столь большая

разница в результатах связана с разными условиями указанных экспериментов [7], причём в первом случае имеет место рост аэрозолей, а во втором случае, наоборот, происходит испарение молекул воды с поверхности аэрозолей. Учитывая также высокую чувствительность характера зарядки к температуре и размеру аэрозолей, мы не будем останавливаться на экспериментах такого рода. Ещё одна особенность рассматриваемого процесса связана с тем, что энергия кулоновского взаимодействия аэрозолей, находящихся в разных агрегатных состояниях, значительно превышает их тепловую энергию. Поэтому, если аэрозоли не разгоняются специально, их заряд в воздухе значительно ниже оптимального.

Таким образом, мы примем далее, что в областях атмосферы с температурой, близкой к 0°C , могут сосуществовать аэрозоли в разных агрегатных состояниях, и в результате столкновений они приобретают заряд. Зарядка аэрозолей является важным этапом электрических процессов в атмосфере, но для того, чтобы она происходила, необходимо сосуществование аэрозолей в разных агрегатных состояниях. Этим можно объяснить, почему зимой в средней полосе грозы отсутствуют и почему полярные области не вносят вклад в зарядку Земли. В последующем заряженные аэрозоли входят в состав кучевых облаков, которые являются источником грозовых явлений в атмосфере.

Дальнейшее разделение заряда происходит в результате гравитационного падения аэрозолей в атмосфере. Рассматривая этот процесс, мы будем считать, что заряженные аэрозоли в атмосфере имеют существенно разную массу, так что скорости падения аэрозолей положительного и отрицательного заряда сильно различаются. Более того, поскольку Земля заряжена отрицательно, будем считать, что более тяжёлыми являются отрицательно заряженные жидкие аэрозоли, содержащиеся в облаках. При этом твёрдые аэрозоли падают медленно и для простоты считаем, что они остаются в области зарядки. Такая модель приводит к дипольному строению кучевого облака.

Конечно, представленная модель зарядов в кучевом облаке является грубой, в чём можно убедиться, учитывая данные рис. 1. К этому следует добавить, что конвективное движение воздуха приводит к перемешиванию атмосферных слоёв, что в свою очередь способствует перераспределению заряда по высоте. Тем не менее, поскольку конвективное движение воздуха носит случайный характер, представленный характер разделения зарядов сохраняется и при наличии конвективного движения в воздухе, содержащем заряженные аэрозоли.

Рассматриваемый характер разделения заряда в атмосфере позволяет также определить диапазон размеров аэрозолей, обеспечивающих этот процесс [62]. Процесс происходит в электрическом поле, которое создаётся как заряженной поверхностью Земли, так и заряженным слоем образующегося облака. Тогда сила, действующая на заряженный аэрозоль, должна быть меньше, чем вес аэрозоля. Считая аэрозольную частицу однократно заряженной, имеем, что сила, действующая со стороны электрического поля, пропорциональна радиусу частицы, тогда как вес пропорционален кубу радиуса, т.е. частицы малого радиуса движутся вверх, и данный механизм не работает. Нижний предел для радиуса аэрозольной частицы составляет примерно $0,4\text{ мкм}$ [62]. Отсюда, в частности, следует, что молекулярные

ионы для данной цели не подходят. С ростом радиуса аэрозоля эффективность переноса заряда, т.е. отношение переносимого заряда к массе заключенной в аэрозоле воды, падает. Максимальный размер аэрозоля составляет $20\text{--}30\text{ мкм}$. При таком размере отношение заряда аэрозоля к массе соответствует отношению среднего заряда, переносимого на поверхность Земли, к переносимой на её поверхность массе в единицу времени. Далее будем ориентироваться на характерный радиус аэрозолей $r = 8\text{--}10\text{ мкм}$, находящийся в полученном диапазоне от $0,4$ до $20\text{--}30\text{ мкм}$.

В результате протекания описанных процессов образуется облако с заряженным нижним слоем. Далее идёт разрядка этого слоя с частичным переходом заряда на поверхность Земли. Это происходит при возникновении электрического разряда на Землю в виде молнии. Отметим, что нижний заряженный слой кучевого облака содержит заряженные аэрозоли, т.е. это диэлектрическая среда, в которой заряд связан с аэрозолями. Перенос заряда на Землю вовсе не означает, что сами эти заряды переходят на Землю. Чтобы смоделировать частичный перенос заряда кучевого облака на Землю, представим, что металлический стержень соединяет поверхность Земли и облако. Поскольку нижний заряженный слой создаёт электрическое поле, то под действием этого поля возникает электрический ток, в результате которого положительный заряд переносится вдоль металлического стержня вверх, тогда как отрицательный заряд переходит на Землю. Этот процесс длится до тех пор, пока не будет уничтожено электрическое поле в области нахождения стержня. В сумме последующая нейтрализация положительных ионов со стержня и отрицательного заряда аэрозолей приводит к частичному переносу заряда аэрозолей на Землю.

Представленная модель описывает характер переноса заряда от аэрозолей заряженного облака на Землю, где аналогом проводящего стержня от Земли до заряженного края облака является проводящий канал молнии, создание которого — отдельная проблема возникновения и распространения молнии в атмосферном воздухе. Сама молния как электрический пробой атмосферного воздуха является многостадийным процессом [32–35], его первая фаза, как уже отмечалось в разделе 2.2, состоит в распространении лидера, который подготавливает проводящий канал и представляет собой волну ионизации [66–69]. Распространение лидера — сложный физический процесс, который обеспечивает электрическое поле высокой напряжённости вблизи головки лидера при гораздо меньшей средней напряжённости электрического поля. В результате подготавливается канал, содержащий частично ионизованный воздух. После того как проводящий канал сформируется, по нему устремляется электрический ток. Время жизни канала при прохождении электрического тока отдельной вспышки молнии связано с нагреванием воздуха в проводящем канале и его расширением. После прекращения отдельной вспышки происходит перераспределение заряда молнии, и через некоторое время возможен перенос следующей порции заряда, причём для этого используется созданный ранее проводящий канал, если он до конца не распался. Это схематическое описание даёт представление о том, как происходит создание электрического поля в атмосфере и распространение в ней электрического тока.

Экспериментальное исследование молнии как пробоя атмосферы [32–35] позволило построить модель молнии [68, 69] с анализом отдельных аспектов этого явления. К сожалению, эта модель базируется в основном на электротехнических свойствах этого явления и в малой степени использует физические процессы в ионизованном воздухе. В эту схему не вошёл механизм переноса на фронте молнии, связанный с излучением молекул азота, возбуждённых электронным ударом в области длин волн $980 \text{ \AA} < \lambda < 1025 \text{ \AA}$ [76], поскольку пороговая длина волны для фотоионизации молекул кислорода, 1025 \AA [77], превышает соответствующий параметр для молекул азота, ниже 980 \AA [78]. Сечение поглощения фотонов молекулами кислорода, приводящего к их ионизации, составляет $\sigma_{\text{ph}} = 0,035 \text{ см}^{-1} \text{ торр}^{-1} \approx 1 \times 10^{-18} \text{ см}^2$ [79]. Это соответствует длине пробега фотонов примерно 2 мм, что определяет характер распространения стримера в воздухе. Далее, в модели молнии [68, 69] утверждается, что лидер молнии должен быть нагрет до температуры 5000–6000 К, для того чтобы предотвратить образование отрицательных ионов кислорода в канале лидера. Однако, в соответствии с параметрами отрицательного молекулярного иона и скоростями процессов его образования и распада, это происходит при температурах, в четыре-пять раз меньших. Отметим другие принципиальные особенности молнии. Каждая молния содержит несколько вспышек, в течение которых по проводящему каналу проходит большой ток. Ясно, что если молнию моделировать как электрический пробой воздуха, находящегося между обкладками конденсатора, то перенос заряда осуществится в одном импульсе. Лидер молнии называется ступенчатым лидером, поскольку он останавливается по прошествии определённого расстояния и через некоторое время продолжает свой путь. Оба приведённых факта свидетельствуют о сложной природе молнии и не находят своего объяснения в модели [68, 69].

Стремясь представить замкнутую картину основных электрических процессов в атмосфере Земли, мы сосредоточили внимание на наиболее вероятном сценарии развития этих процессов и упростили каждую из последовательных стадий электрических атмосферных явлений. Тем самым оставлены в стороне другие возможные проявления атмосферного электричества. Среди них развитие положительно заряженного кучевого облака, пробой между облаками, распространение молнии по каналу, состоящему из многих ветвей, электрический пробой между облаком и ионосферой — спрайты — и т.д. Вдобавок к этому упрощены основные физические модели для описания эволюции атмосферного электричества. Некоторые из этих процессов будут подробнее рассмотрены ниже. Тем не менее представленная простая схема позволяет проследить всю цепочку электрических атмосферных процессов и даёт физическую картину атмосферного электричества.

3. Атмосферные процессы с участием аэрозолей

3.1. Ассоциация аэрозолей в атмосфере Земли

В разделе 2 рассмотрены ключевые процессы развития атмосферных электрических явлений (см. рис. 2). Они включают образование заряженных аэрозолей при стол-

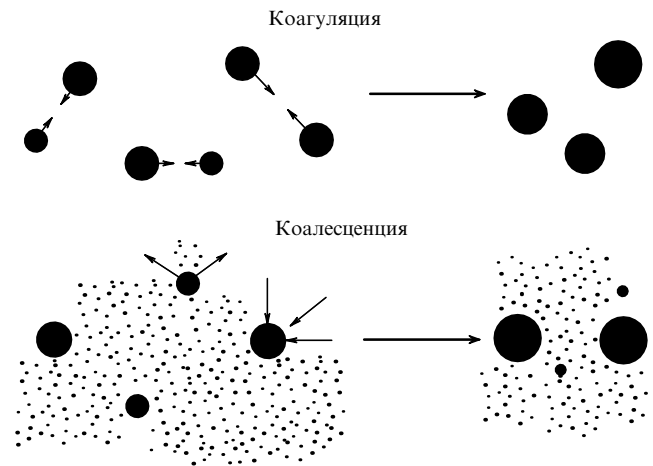


Рис. 6. Механизмы роста жидких аэрозолей в атмосферном воздухе. Коагуляция происходит в результате объединения двух аэрозолей в одну каплю, а коалесценция — при прилипании молекул воды к большим аэрозолям и испарении малых аэрозолей [62, 81].

кновении аэрозолей, находящихся в разных агрегатных состояниях, создание электрических полей в атмосфере в результате разной скорости гравитационного падения положительно и отрицательно заряженных аэрозолей, а также электрический пробой атмосферы. Далее мы рассмотрим эти процессы более подробно. Образование аэрозолей происходит из испарённой воды на определённых высотах атмосферы с невысокой температурой, где давление паров воды превышает давление насыщенного пара. Вода испаряется с поверхности Земли и проникает в атмосферу в виде молекул, но, достигая высот с низкими температурами, вода конденсируется, образуя аэрозоли — жидкие, снегообразные или ледяные частицы микрометровых размеров. Поскольку процессы с участием аэрозолей определяют характер образования и разделения заряда в атмосфере, следствием чего является электрический пробой атмосферы в виде молний, далее мы остановимся на анализе характера роста аэрозолей в атмосфере Земли.

При исследовании характера образования и роста аэрозолей в атмосфере будем основываться на общих принципах теории нуклеации в газах [80], теории роста нано- и микрочастиц на основе ядер конденсации. Существуют два механизма роста жидких аэрозолей в атмосфере, представленные на рис. 6 [62, 81]. Первый из них — коагуляция — отвечает за объединение двух жидких капель при их контакте, второй — коалесценция, или созревание Оствальда [82, 83], — происходит в условиях равновесия аэрозолей с собственным паром, так что в результате процессов прилипания молекул воды к аэрозолям и испарения аэрозолей малые аэрозоли испаряются, а большие — растут, что приводит к непрерывному росту среднего размера аэрозолей.

Рассматривая процессы нуклеации с участием аэрозолей, будем ориентироваться на аэрозоли в кучевом облаке, которое принимает участие в атмосферных электрических явлениях, приводящих к возникновению молний. Созревшее кучевое облако содержит аэрозоли со следующими средними значениями параметров [37, 84–86]):

$$r = 8 \text{ мкм}, \quad N_p = 10^3 \text{ см}^{-3}, \quad (3.1)$$

где r — средний радиус аэрозоля, N_p — средняя плотность аэрозолей в облаке. Отметим, что средний удельный вес воды в атмосфере составляет 2 г м^{-3} , что при стандартных условиях (температура 0°C и давление 1 атм) соответствует массе воды $1,6 \text{ г кг}^{-1}$ по отношению к атмосферному воздуху. Если аэрозоли облака высадить на поверхность Земли и превратить в жидкую воду, то отношение толщины полученного слоя воды h к первоначальной высоте облака L составит $h/L = 2 \text{ мм км}^{-1}$. Удобно ввести число молекул n в аэрозольной частице согласно формуле

$$n = \left(\frac{r}{r_w}\right)^3, \tag{3.2}$$

где r_w — радиус Вигнера–Зейтца [87, 88], который для воды равен $r_w = 1,92 \text{ \AA}$ [89]. Соответственно число молекул в аэрозоле, находящемся в типичном кучевом облаке (3.1), составляет $n = 7 \times 10^{13}$.

При рассматриваемых размерах аэрозолей реализуется диффузионный механизм их роста, который требует выполнения критерия

$$r \gg \lambda. \tag{3.3}$$

Здесь λ — длина пробега молекул воздуха в воздухе, которая при атмосферном давлении составляет $\lambda \approx 0,1 \text{ мкм}$ [90], т.е. при рассматриваемых условиях критерий (3.3) выполняется. При этом константа скорости объединения двух аэрозолей радиуса r_1 и r_2 при диффузионном механизме их роста в буферном газе равна [89]

$$k_{as} = 4\pi(D_1 + D_2)(r_1 + r_2),$$

где D_1, D_2 — коэффициенты диффузии сталкивающихся аэрозолей в воздухе. Так как коэффициент диффузии аэрозолей в воздухе при рассматриваемых условиях обратно пропорционален их радиусу, то константа скорости ассоциации аэрозолей не зависит от их радиуса, если радиусы одного порядка величины. Тогда усреднённая по размерам аэрозолей константа скорости их ассоциации равна [62]

$$k_{as} = \frac{8T}{3\eta}, \tag{3.4}$$

где η — коэффициент вязкости воздуха. При комнатной температуре формула (3.4) даёт $k_{as} = 5,8 \times 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$.

Уравнение роста среднего размера аэрозолей \bar{n} , если рост связан с ассоциацией аэрозолей при парных столкновениях, имеет вид [62]

$$\frac{d\bar{n}}{dt} = \frac{1}{2} k_{as} N_b = \frac{1}{2} k_{as} N_p \bar{n}, \tag{3.5}$$

где $N_b = N_p \bar{n}$ — плотность молекул, находящихся в связанном состоянии в аэрозолях, N_p — плотность аэрозолей. Для параметров типичного кучевого облака (3.1) величина $N_b = 7 \times 10^{16} \text{ см}^{-3}$. Решение уравнения (3.5),

$$\bar{n} = \frac{1}{2} k_{as} N_b t, \tag{3.6}$$

показывает, что средний размер аэрозолей возрастает со временем. В качестве характеристики скорости роста аэрозолей удобно ввести время удвоения размера аэро-

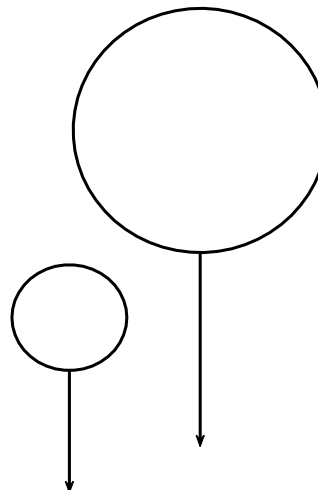


Рис. 7. Характер роста жидких аэрозолей в атмосферном воздухе под действием гравитационного поля Земли. Более тяжёлые капли догоняют более лёгкие и объединяются с ними в одну каплю при контакте [81, 173].

золя τ_d , за которое количество молекул в аэрозоле удваивается, а средний радиус аэрозолей становится равным $2^{1/3}r$ по отношению к первоначальному среднему радиусу r . При этом плотность аэрозолей оказывается равной $N_p/2$. В рассматриваемом случае время удвоения выражается как

$$\tau_d = \frac{2\bar{n}}{k_{as} N_b} = \frac{2}{k_{as} N_p}. \tag{3.7}$$

Полагая, что кучевое облако состоит из нейтральных аэрозолей, найдём время удвоения размера аэрозолей в кучевом облаке, $\tau_d = 2/(k_{as} N_p) = 40$ суток. Поскольку это время значительно превышает характерное время жизни кучевого облака, можно заключить, что описанный механизм роста аэрозолей не представляет интереса для эволюции аэрозолей в кучевом облаке.

Другой механизм ассоциации аэрозолей в атмосфере представлен на рис. 7 и связан с объединением двух аэрозолей в результате контакта, если столкновение двух аэрозолей определяется разной скоростью их падения в гравитационном поле Земли. Оценка для константы скорости ассоциации аэрозолей даёт

$$k_{as} \sim \Delta w \sigma \sim \frac{\rho g r^4}{\eta},$$

где Δw — разность скоростей падения двух аэрозолей в атмосферном воздухе, $\sigma \sim r^2$ — характерная площадь проекции сталкивающихся аэрозолей на поверхность Земли, r — типичный радиус аэрозоля, ρ — массовая плотность материала аэрозолей (для аэрозолей воды $\rho = 1 \text{ г см}^{-3}$), g — ускорение свободного падения, η — вязкость воздуха. Скорость падения микрометровой частицы в гравитационном поле Земли равна [89]

$$w = \frac{2\rho g r^2}{9\eta}. \tag{3.8}$$

Усредняя с учётом функции распределения аэрозолей по размерам, получим выражение для константы скорости ассоциации аэрозолей по рассматриваемому механизму

их роста [81]:

$$k_{as} = \frac{2r^4 \rho g}{\eta}, \quad (3.9)$$

Сравнивая константы скоростей ассоциации согласно формулам (3.4) и (3.9), находим, что константы скоростей ассоциации аэрозолей в случае их коагуляции и гравитационного механизма оказываются сопоставимыми при $r \approx 1$ мкм, так что гравитационный механизм доминирует при больших размерах аэрозолей. В частности, для среднего размера аэрозолей $r = 8$ мкм, характерного для кучевого облака, получаем согласно формуле (3.9) $k_{as} = 4,3 \times 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$. Считая аэрозоли нейтральными, имеем для характерного времени жизни кучевого облака $\tau \approx 8$ мин, что гораздо меньше реального времени жизни кучевого облака, измеряемого часами. Отсюда следует, что аэрозоли кучевого облака должны быть одноимённо заряжены, что предотвращает их ассоциацию. Если считать заряд аэрозолей в кучевом облаке Z одинаковым, то получим для константы скорости ассоциации аэрозолей [81]

$$k_{as} = \frac{2r^4 \rho g}{\eta} \exp\left(-\frac{Z^2 e^2}{2rT}\right) \quad (3.10)$$

вместо формулы (3.9) для нейтральных аэрозолей. В данном случае электростатическое отталкивание аэрозолей предотвращает их контакт. Для жидких аэрозолей воды, находящихся в атмосферном воздухе, формула (3.10) может быть представлена в виде

$$k_{as} = r^4 \exp\left(-\frac{0,06Z^2}{r}\right), \quad (3.11)$$

где k_{as} определена в единицах $10^{-9} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$, а средний радиус аэрозолей — в микрометрах. Отметим, что заряд аэрозоля $Z \approx 27$ создаёт слабое поле на его поверхности, которое при рассматриваемых условиях составляет $E = Ze/r^2 \approx 6 \text{ В см}^{-1}$, что отвечает электрическому потенциалу аэрозоля относительно окружающего воздуха, равному $U = Ze/r \approx 5 \text{ мВ}$.

Определим время удвоения размера аэрозоля в кучевом облаке для гравитационного механизма ассоциации аэрозолей (см. рис. 7), когда константа скорости ассоциации даётся формулой (3.10). Будем считать, что в процессе роста аэрозолей плотность связанной воды (или плотность связанных молекул N_b), как и заряд аэрозоля Z , не меняются со временем. Тогда на основе формулы (3.10) для константы скорости ассоциации аэрозолей получим выражение для времени удвоения числа молекул в аэрозоле:

$$\begin{aligned} \tau_d &= \int_{n_1}^{n_2} \frac{2 dn}{k_{as} N_b} = \frac{3\eta}{\rho g N_b r^3} \int_{r_2}^{r_1} d\left(\frac{1}{r}\right) \exp\left(\frac{Z^2}{2rT}\right) = \\ &= \tau_0 F\left(\frac{Z^2}{2rT}\right), \end{aligned} \quad (3.12)$$

где n_1 , n_2 и r_1 , r_2 — начальное и конечное среднее число молекул в аэрозолях и их средний радиус соответственно. Параметры конечного состояния определяются формулами

$$\tau_0 = \frac{3\eta}{\rho g N_b r^3}, \quad F(x) = x \left[\exp(x) - \exp\left(\frac{x}{2^{1/3}}\right) \right]. \quad (3.13)$$

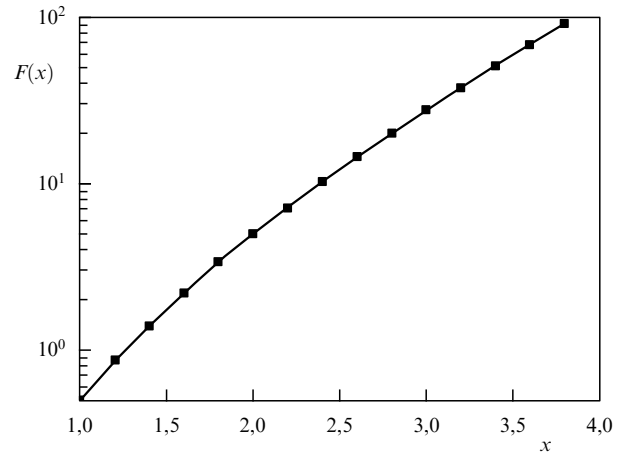


Рис. 8. Функция $F(x)$ в соответствии с формулой (3.13).

Для типичных параметров аэрозолей кучевого облака (3.1) имеем $\tau_0 = 24$ мин, а функция $F(x)$ представлена на рис. 8. Если использовать в формуле (3.12) характерное время жизни кучевого облака между 3 и 12 ч, то получим для отвечающего этому диапазону заряда аэрозоля

$$Z = 27 \pm 2. \quad (3.14)$$

Таким образом, мы имеем слабую зависимость заряда аэрозоля от характерного времени ассоциации аэрозолей, причём для заряда $Z = 27$ потенциал электростатического отталкивания двух аэрозолей радиуса $r = 8$ мкм равен $Z^2 e^2 / (2r) = 760 \text{ К}$, что превышает тепловую энергию аэрозолей. В частности, для комнатной температуры больцмановский фактор $Z^2 e^2 / (2rT) = 2,6$ и $\exp[Z^2 e^2 / (2rT)] = 13$. Представленный на рис. 9 результат свидетельствует о слабой зависимости заряда аэрозоля Z от характерного времени его роста, причём возрастание времени жизни облака на порядок величины приводит к увеличению на 15% заряда аэрозоля, обеспечивающего это время роста. Этот факт характеризует надёжность определения заряда аэрозоля и вместе с наблюдаемыми параметрами эволюции облаков позво-

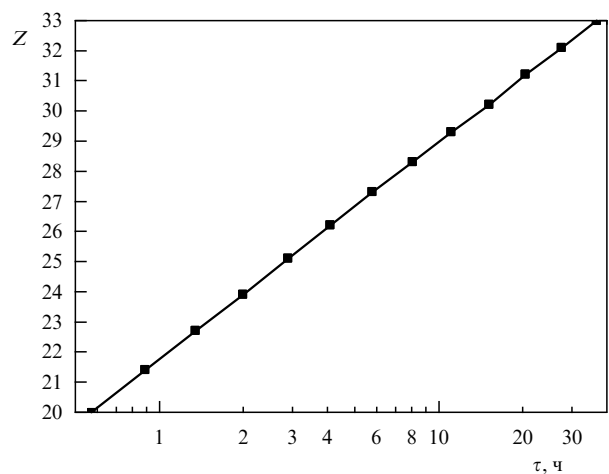


Рис. 9. Средний заряд аэрозолей Z для типичного кучевого облака в зависимости от времени удвоения числа молекул воды в аэрозоле [91].

ляет проанализировать аэрозольную стадию круговорота воды в атмосфере.

Теперь вернёмся к концепции, согласно которой перенос электричества в атмосфере является вторичным процессом по отношению к переносу воды, так что удельное значение переносимого через атмосферу заряда по отношению к переносимой воде составляет $1,4 \times 10^{-10}$ Кл г⁻¹. Если считать, что один из путей переноса атмосферной воды в цепи процессов круговорота воды в атмосфере связан с переносом заряженных аэрозолей кучевого облака, то получим для отношения переносимого аэрозолями заряда Ze к массе m содержащейся в них воды величину, выраженную в Кл г⁻¹:

$$\frac{Ze}{m} = 2 \times 10^{-9}, \quad (3.15)$$

что в несколько раз больше значения этого параметра для переноса электричества через атмосферу. Это означает, что, для того чтобы обеспечить наблюдаемый перенос заряда на поверхность Земли, только несколько процентов попадающей в атмосферу влаги может быть связано с образованием и ростом аэрозольных частиц. Этот результат также подтверждает возможность переноса заряда из атмосферы на поверхность Земли посредством аэрозолей.

На основе полученных результатов выполним ещё одну оценку. Можно оценить характерную напряжённость электрического поля, создаваемого нижним краем кучевого облака, которое определяет заряд облака, приходящийся на единицу его площади. С другой стороны, формулы (3.1) и (3.14) дают плотность заряда в облаке. Поэтому комбинация этих величин позволяет определить толщину нижнего края облака, где сосредоточен заряд. Действительно, будем основываться на электрическом потенциале нижнего края облака $U = 20-100$ МВ [53] по отношению к Земле, который возьмём равным $U = 60$ МВ. При расстоянии нижнего края облака от Земли $L = 3$ км это соответствует напряжённости электрического поля $E = 200$ В см⁻¹, что даёт следующую плотность заряда для нижнего края кучевого облака:

$$\sigma = \frac{E}{4\pi} \approx 1 \times 10^8 \frac{e}{\text{см}^2} \approx 2 \times 10^{-11} \text{ Кл см}^{-2}. \quad (3.16)$$

В соответствии с формулами (3.1) и (3.14) плотность заряда внутри облака составляет $ZeN_p = 4 \times 10^{-15}$ Кл см⁻³. Отметим, что, согласно самолётным измерениям [92, 93], плотность заряда в кучевом облаке составляет порядка 1 Кл км⁻³, или 1×10^{-15} Кл см⁻³. Из отношения поверхностной плотности заряда к его объёмной плотности получаем толщину заряженной части нижнего края кучевого облака $l \sim 100$ м [81], что значительно меньше размера кучевого облака.

Далее, приняв заряд, находящийся в этой части облака, равным $Q = 20$ Кл [32, 35, 53], находим, что этот заряд собирается с площади

$$S = \frac{Q}{\sigma} \sim 100 \text{ км}^2, \quad (3.17)$$

что соответствует наблюдаемым данным [59]. Отметим пороговый характер возникновения грозовых явлений, так что минимальное расстояние от Земли, на котором возможно формирование облака, составляет $L \approx 3$ км [53]. Обратим внимание на то, что, как следует из

проведённой оценки, переносимый молнией заряд собирается с относительно большой площади нижнего края облака. Облако обладает низкой проводимостью и не способно обеспечить перенос заряда к проводящему каналу за характерное время протекания основного тока. Это означает, что развитие молнии, связанное с созданием канала от нижнего края облака к поверхности Земли с относительно высокой проводимостью, сопровождается также и изменением свойств самого нижнего края облака за счёт подведения к нему положительных ионов из канала молнии.

3.2. Коалесценция в аэрозольной плазме

Из проведённого анализа следует, что скорость ассоциации одноимённо заряженных кластеров резко уменьшается с увеличением их заряда. Для другого механизма роста аэрозолей, коалесценции, или созревания Оствальда [82, 83], заряд аэрозоля несуществен. В этом случае ансамбль аэрозолей находится в буферном газе, и характер роста аэрозолей определяется процессами их испарения и прилипания атомов или молекул из пара, находящегося в равновесии с аэрозолями. Такая система неравновесна, т.е. рассматриваемое равновесие в конечном счёте изменяет распределение аэрозолей по размерам, поскольку для малых аэрозолей скорость испарения превышает скорость прилипания к ним атомов или молекул из пара, а для больших аэрозолей имеется обратное соотношение между этими скоростями. В итоге средний размер аэрозолей увеличивается со временем.

Принципиальной особенностью коалесценции является её автомодельный характер [94, 96, 97]. Это означает, что функция распределения аэрозолей в зависимости от безразмерного параметра — отношения размера аэрозоля к его критическому размеру — не зависит от времени, тогда как сам критический размер аэрозоля возрастает со временем. Классическая теория коалесценции [95, 98] относится к диффузионному режиму этого процесса, тогда как принципиальные свойства присущи также и кинетическому режиму коалесценции [81, 91]. Эти режимы отличаются концентрацией молекул собственного пара в буферном газе, причём в диффузионном режиме сближение собственной молекулы с аэрозолем происходит в результате диффузии в буферном газе, тогда как в кинетическом режиме их сближение происходит при прямолинейной траектории молекулы. Ориентируясь на процессы роста водных аэрозолей в воздухе, далее мы рассмотрим диффузионный режим коалесценции.

Автомодельный характер процесса роста аэрозолей предполагает, что функция распределения $f(u)$ аэрозолей по размерам не меняется со временем (рис. 10). Здесь $u = n/n_{\text{кр}}$, n — текущее число молекул в аэрозоле, $n_{\text{кр}}$ — критическое число молекул, при котором число молекул, образованных в единицу времени при испарении аэрозоля, равно числу молекул, прилипающих в единицу времени к его поверхности. При анализе равновесия между свободными и входящими в состав аэрозолей молекулами воды используем разложение полной энергии связи молекул воды в аэрозоле E_n по малому параметру $n^{-1/3}$, которое подразумевает большое число молекул в аэрозоле и имеет вид [99]

$$E_n = \varepsilon_0 n - An^{2/3}. \quad (3.18)$$

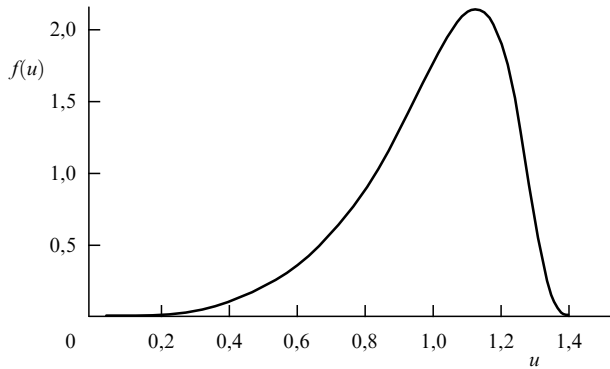


Рис. 10. Функция распределения аэрозолей по размеру $f(u)$ для диффузионного режима коагуляции в соответствии с формулой (3.3) [94, 95].

Здесь ε_0 — средняя энергия связи на молекулу в макроскопической капле, A — удельная поверхностная энергия, причём на основе данных [73] для энергетических параметров воды имеем $\varepsilon_0 = 0,43$ эВ, $A = 0,21$ эВ (данные параметры относятся к жидкому состоянию воды при комнатной температуре). Отсюда получаем выражение для изменения энергии связи молекулы в аэрозоле $\Delta\varepsilon(n)$, состоящем из n связанных молекул, по сравнению с пределом большой капли:

$$\Delta\varepsilon(n) = \frac{dE_n}{dn} - \varepsilon_0 = \frac{2A}{3n^{1/3}}. \quad (3.19)$$

Рассмотрим равновесие аэрозолей с паром свободных молекул, считая размер аэрозолей достаточно большим, что отвечает критерию $A \ll Tn^{1/3}$. Учитывая, что равновесие между плотностью свободных молекул N_w и плотностью молекул насыщенного пара $N_{\text{sat}}(T)$ для бесконечно больших молекул имеет вид $N_w = N_{\text{sat}}(T)$, используем температурную зависимость плотности молекул в насыщенном паре $N_{\text{sat}}(T) \sim \exp(-\varepsilon_0/T)$, где ε_0 — энергия связи молекулы с макроскопической поверхностью воды. Отсюда имеем для критического размера аэрозоля [89]

$$N_w = N_{\text{sat}}(T) \exp\left[\frac{\Delta\varepsilon(n_{\text{cr}})}{T}\right]. \quad (3.20)$$

Считая для простоты, что каждый контакт свободной молекулы с поверхностью аэрозоля приводит к её прилипанию к аэрозолю, получим на основе формулы Смолуховского [100] для числа молекул, прилипающих к аэрозолю в единицу времени,

$$J_{\text{at}} = 4\pi DrN_w, \quad (3.21)$$

где D — коэффициент диффузии молекул воды в воздухе. Учтём, что полное изменение числа молекул аэрозоля заданного размера в единицу времени равно

$$J = J_{\text{ev}} - J_{\text{at}} = J_0 j(u), \quad J_0 = \frac{8\pi Ar_w D N_m}{3T}, \quad (3.22)$$

$$u = \left(\frac{n}{n_{\text{cr}}}\right)^{1/3}, \quad n < n_{\text{cr}},$$

где $J_{\text{ev}}(n, T)$ — скорость испарения, N_m — плотность молекул. Данная формула относится к аэрозолям, размер которых ниже критического. На рисунке 11 приве-

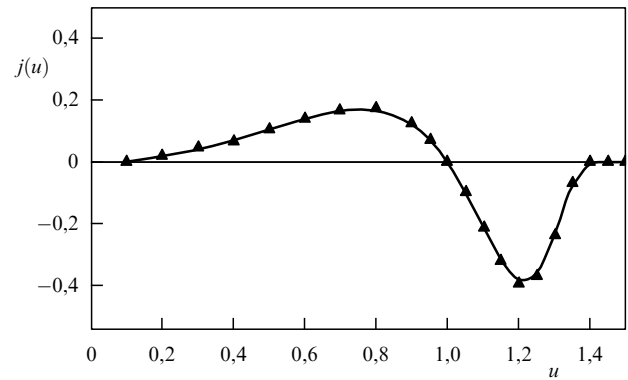


Рис. 11. Парциальная скорость прилипания молекул к аэрозолям $j(u)$ согласно [94, 95].

дена зависимость парциального тока молекул на поверхность аэрозоля от параметра u :

$$j(u) = (1 - u)f(u), \quad (3.23)$$

причём из условия равновесия следует, что число молекул, освобождающихся из аэрозолей в единицу времени, равно числу молекул, прилипающих к аэрозолю, т.е.

$$\int_0^1 (1 - u)f(u) du = \int_1^{1.5} (u - 1)f(u) du. \quad (3.24)$$

На основе данных рис. 11 имеем для полной скорости освобождения молекул из аэрозолей с размером ниже критического или полной скорости роста кластеров с размером выше критического:

$$J = J_0 \int_0^1 j(u) du = -J_0 \int_1^{1.5} j(u) du = 0,085J_0. \quad (3.25)$$

Отсюда получаем уравнение для роста среднего размера аэрозоля \bar{n} , который связан с критическим размером аэрозоля соотношением $\bar{n} = 1,13n_{\text{cr}}$:

$$\frac{d\bar{n}}{dt} = \frac{\bar{n}}{n_{\text{cr}}} \frac{J}{f(1)} = 0,056J_0. \quad (3.26)$$

Это даёт для времени удвоения числа молекул в аэрозоле, в течение которого среднее число молекул в аэрозоле меняется от \bar{n} до $2\bar{n}$ [81, 91],

$$\tau_d = \frac{36\bar{n}}{J_0} = \frac{4,3\bar{n}}{Dr_w N_m} \frac{T}{A}. \quad (3.27)$$

Отметим, что испарение молекул с поверхности аэрозоля или прилипание молекул к поверхности аэрозоля сопровождается тепловыми процессами, что создаёт разность между температурами воздуха и аэрозоля, а это в свою очередь влияет на результирующую скорость испарения или прилипания I молекул к аэрозолю. Этот эффект будем характеризовать параметром Φ — отношением парциальных скоростей роста аэрозолей с размером выше критического без учёта (J) или с учётом (I) теплового эффекта:

$$\Phi = \frac{J}{I}, \quad (3.28)$$

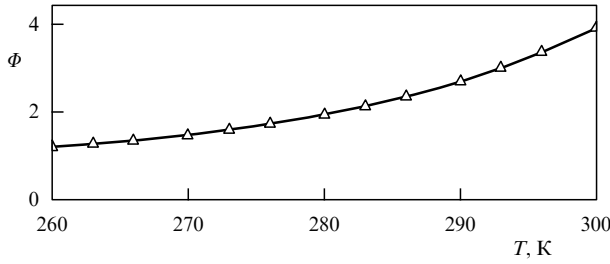


Рис. 12. Тепловой фактор $\Phi(T)$, характеризующий скорость роста аэрозолей воды с размером выше критического. Аэрозоли находятся в равновесии с собственным паром в атмосферном воздухе, а рост аэрозоля происходит в результате коалесценции в диффузионном режиме роста аэрозолей [81, 91].

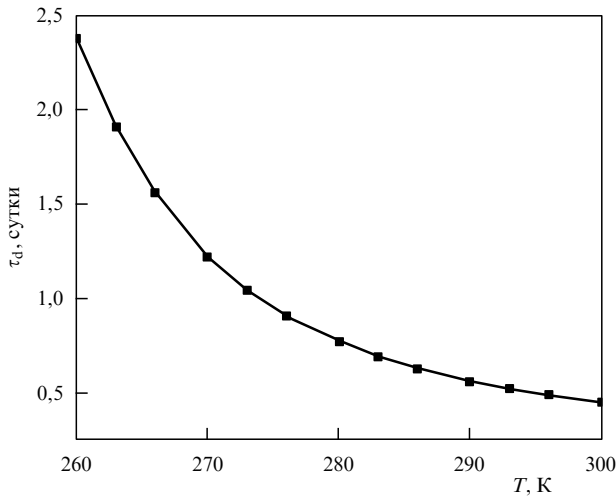


Рис. 13. Время удвоения среднего числа молекул в аэрозолях кучевого облака с параметрами (3.1) в атмосферном воздухе, если рост аэрозолей определяется диффузионным режимом коалесценции [81, 91].

где J даётся формулами (3.25) и (3.22). Значения фактора Φ для роста аэрозолей воды в атмосферном воздухе представлены на рис. 12 с учётом параметров воды и её пара [73], причём коэффициент диффузии молекул воды в воздухе при температуре $T = 300$ К и атмосферном давлении равен $D = 0,2 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ [101]. Этот фактор отражается на времени удвоения размера аэрозоля, увеличивая его в Φ раз по сравнению с представленным формулой (3.27). На рисунке 13 дана температурная зависимость времени удвоения размера аэрозоля в кучевом облаке, которое в соответствии с формулой (3.27) равно

$$\tau_d = \frac{4,3\bar{n}}{\Phi D r_w N_m} \frac{T}{A}. \quad (3.29)$$

При анализе коалесценции мы считали, что равновесие между аэрозолями и паром устанавливается быстро по сравнению с временем протекания этого процесса. Определим время установления равновесия, рассматривая предел больших кластеров, когда в равновесии плотность молекул N_0 равна их плотности в насыщенном паре N_{sat} . Введём плотность связанных молекул воды N_b в аэрозолях

$$N_b = N_p \left(\frac{r}{r_w} \right)^3, \quad (3.30)$$

где N_p — плотность аэрозолей, r — средний радиус аэрозоля. Будем считать $N_b \gg N_{\text{sat}}$, и из условия равновесия следует $\delta N_{\text{sat}} = -\delta N_b$. Поэтому при нарушении равновесия параметры аэрозолей остаются неизменными. В этом случае релаксация пара происходит согласно уравнению

$$\frac{dN_w}{dt} = 4\pi D r (N_{\text{sat}} - N_w), \quad (3.31)$$

а решение этого уравнения для плотности свободных молекул имеет вид

$$N_w = N_{\text{sat}} - (N_{\text{sat}} - N_0) \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right). \quad (3.32)$$

Как видно, время релаксации, или характерное время установления равновесия между аэрозолями и паром свободных молекул воды в атмосферном воздухе, равно

$$\tau = \frac{1}{4\pi D r N_p}. \quad (3.33)$$

Это время слабо зависит от температуры воздуха, в котором находятся аэрозоли, и при рассматриваемых условиях оно должно быть значительно меньше времени роста аэрозолей. В частности, согласно формуле (3.33) и для параметров типичного кучевого облака (3.1) время установления при атмосферном давлении и температуре воздуха 260–300 К оказывается в интервале 0,5–0,4 с.

На рисунке 14 представлены характерные времена рассмотренных процессов роста аэрозолей и установления равновесия между аэрозолями и насыщенным паром воды в атмосферном воздухе при параметрах типичного кучевого облака (3.1) и температуре воздуха 0°C . При этом отметим, что плотности свободных и связанных молекул воды при рассматриваемых условиях сравнимы. Так, при давлении 0,5 атм, которое соответствует высоте примерно 6 км, содержание воды в кучевом облаке в составе аэрозолей равно $3,3 \text{ г кг}^{-1}$ (грамм воды на килограмм воздуха), тогда как содержание воды в насыщенном паре составляет $7,5 \text{ г кг}^{-1}$.

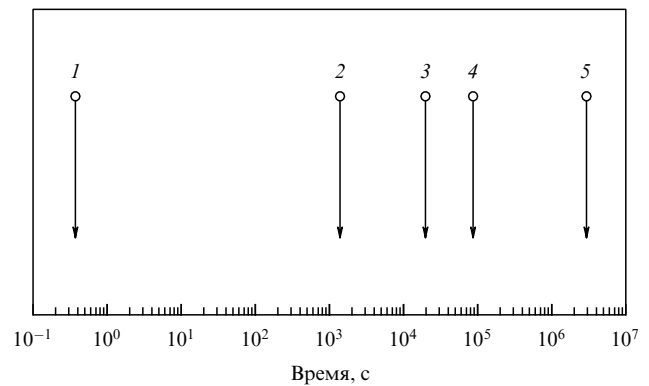


Рис. 14. Иерархия характерных времён в системе, состоящей из аэрозолей и водяного пара, в атмосферном воздухе с параметрами кучевого облака (3.1) при давлении 1 атм и температуре $T = 0^\circ\text{C}$. 1 — установление равновесия между свободными молекулами воды и аэрозолями, 2 — гравитационный рост нейтральных аэрозолей, 3 — гравитационный рост заряженных аэрозолей, 4 — коалесценция, 5 — коагуляция нейтральных аэрозолей.

3.3. Процессы в облаках

Основные электрические процессы в атмосфере проходят в облаках с участием аэрозолей. Некоторые примеры облаков представлены на рис. 15, 16, где ясно видна неоднородная структура облаков с существенными относительными перемещениями их элементов. В плане анализа электрических атмосферных явлений нас будут интересовать только кучевые облака с характерными параметрами аэрозолей, соответствующими (3.1). При этом облака образуются в области конденсации водяного пара вплоть до высот 10 км (см. рис. 1).

Поскольку вода имеет принципиальное значение для электрических явлений в атмосфере, а твёрдые и жидкие микрочастицы воды определяют разделение заряда в облаках, проанализируем более внимательно характер процессов в атмосфере с участием аэрозолей. Масса сухого воздуха в атмосфере составляет $5,1 \times 10^{18}$ кг, его удельный вес вблизи поверхности Земли равен $1,2 \text{ кг м}^{-3}$, а средняя масса атмосферной воды равна $1,3 \times 10^{16}$ кг [70]. Это соответствует среднему удельному весу воды в приземном слое атмосферы 3 г м^{-3} и практически совпадает с вышеприведённым значением удельного веса воды в аэрозолях, если учитывать уменьшение данной величины с высотой над поверхностью Земли. Это отвечает парциальному давлению паров воды, равному примерно 2 торр, тогда как даже при 0°C давление насыщенного пара воды составляет 4,7 торр [71]. Отсюда можно сделать вывод, что вода в атмосфере Земли находится главным образом в виде пара, т.е. в виде отдельных молекул, а конденсация этого пара происходит в обла-



Рис. 15. Вид облаков из самолёта [102].



Рис. 16. Облака ниже гор [103].

стях повышенного давления пара и низкой температуры атмосферы.

Как уже отмечалось в разделе 2.3, температура атмосферы падает по мере увеличения высоты вплоть до тропопаузы, т.е. слоя атмосферы, где температура достигает минимума. Средняя температура атмосферы в приземном слое составляет 15°C , температура тропопаузы равна -55°C , а градиент температуры составляет $-6,5 \text{ К км}^{-1}$ [72]. Учитывая это, при последующем анализе введём характерный размер

$$A = \left| \frac{dT}{Tdh} \right|^{-1}, \quad (3.34)$$

$$A \approx 2 \times 10^6 \text{ см.}$$

Как следует из приведённых данных, конденсация паров воды и образование аэрозолей воды происходят на высотах 3–10 км над поверхностью Земли [104]. На этих высотах одновременно образуются как жидкие аэрозоли микрометровых размеров, так и твёрдые аэрозоли — льдинки, что необходимо для образования заряда и разделения заряда в атмосфере. В силу больших масштабов и высокого давления в атмосфере конвективные потоки играют важную роль как в переносе масс воздуха и воды, так и в формировании и развитии электрических процессов, существенно их ускоряя. Далее оценим размер элементарного вихря в средней тропосфере, учитывая характерный размер (3.34). Будем рассматривать возникновение конвекции как результат рэлей-тейлоровской неустойчивости [105–109] под действием силы тяжести и градиента температуры в атмосфере. Если условия для конвективной неустойчивости выполняются в области между двумя параллельными пластинами, то вблизи порога в этой области формируются структуры типа ячеек Бенара [110–112]. При переходе к однородной бесконечной системе эти структуры перемешиваются, приводя к беспорядочному конвективному движению воздуха в виде набора вихрей разного размера. Далее мы определим минимальный размер вихря в этой системе, руководствуясь тем, что рэлей-тейлоровская неустойчивость возникает и развивается, если число Рэля $Ra \sim 1000$ [105, 106, 113].

Представим число Рэля для вихря размера l , т.е. размера элементарной ячейки движения газа, в виде [105]

$$Ra = \frac{dT}{Tdh} \frac{gl^4}{\nu\chi} = \frac{gl^4}{\Delta\nu\chi}. \quad (3.35)$$

Здесь $g = 980 \text{ см с}^{-2}$ — ускорение свободного падения тела у поверхности Земли, $\nu = \eta/\rho = 0,3 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ — кинематическая вязкость воздуха, $\rho = 0,6 \text{ г м}^{-3}$ — массовая плотность воздуха, η — вязкость воздуха, причём мы ориентируемся на высоты с давлением воздуха $p = 0,5 \text{ атм}$; $\chi = \kappa/Nc_p = 0,4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ — температуропроводность воздуха, где N — плотность молекул воздуха, κ — теплопроводность воздуха, $c_p = 7/2$ — теплоёмкость, приходящаяся на одну молекулу. Это даёт для характерного размера вихря

$$l \approx \left(\frac{Ra \nu \chi A}{g} \right)^{1/4}. \quad (3.36)$$

Отсюда получаем минимальный размер вихря, относящегося к приземным слоям атмосферы, $l \sim 30 \text{ см}$. По

мере удаления от поверхности Земли эта величина возрастает как $l \sim 1/\sqrt{N}$. При этом для переноса на больших масштабах, существенно превышающих размер элементарной ячейки, конвективное движение воздуха в атмосфере воспринимается как турбулентное движение, приводящее к перемешиванию воздуха и присутствующих в нём компонентов.

Скорость движения вихря масштаба l следует из определения вязкости газа

$$\frac{\Delta P}{l^2} \sim \eta \frac{v_l}{l}, \quad (3.37)$$

где ΔP — разность весов для двух областей атмосферы размера l , находящихся на расстоянии порядка l . Отсюда получим выражение для скорости вихря размера l :

$$v_l \sim \frac{mgNl^3}{A\eta}. \quad (3.38)$$

Коэффициент диффузии D_l за счёт переноса в вихрях размера l выражается как

$$D_l \approx \frac{v_l l}{3} \sim \frac{mgNl^4}{3A\eta}. \quad (3.39)$$

В частности, для минимального размера вихря $l_{\min} \sim 30$ см эти параметры равны соответственно $v_l \sim 10$ см s^{-1} , $D_l \sim 1 \times 10^2$ см 2 s^{-1} . Число Рейнольдса для вихря такого размера составляет $Re = v_l l \nu \sim 1 \times 10^2$. Максимальный размер вихря, который соответствует турбулентному движению газа, определяется из условия для критического значения числа Рейнольдса $Re_{cr} = v_l L \nu = 2 \times 10^5$ [105], которое соответствует началу турбулентности, L — максимальный размер вихря. Имеем $L/l_{\min} \approx 4$, так что размеры вихрей в конвективном движении газа существуют в диапазоне от l_{\min} до $L \sim 1$ м. При этом отметим, что числа Рейнольдса и Рэлея для газа имеют одинаковый порядок величины [109]. Как видно, перенос воздуха и находящихся в нём частиц на большие расстояния осуществляется в вихрях максимального размера, и соответствующий им коэффициент диффузии для переноса воздуха составляет

$$D_L \approx \frac{Re_{cr} \eta}{3} \sim 2 \times 10^4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}. \quad (3.40)$$

Таким образом, перенос массы и энергии в атмосфере на большие расстояния носит случайный характер [114–116], причём столкновение воздушных потоков в земной атмосфере ведёт к турбулентному перемещению смешивающихся слоёв воздуха [117, 118].

3.4. Образование дождя из облака

Последней стадией развития кучевого облака с заряженными аэрозолями является формирование дождя в результате смешивания нижних слоёв кучевого облака с потоками тёплого и влажного воздуха, что одновременно приводит к возникновению молний. Считается [59], что в результате этого смешивания молекулы воды прилипают к аэрозолям, которые быстро растут и освобождаются от заряда. Быстрый рост нейтральных аэрозолей происходит в соответствии с гравитационным механизмом (см. рис. 7), что приводит к увеличению скорости их падения в атмосфере, так что они достигают Земли, будучи достаточно большими. Ниже мы рассмотрим кинетику этого процесса и оценим размер падающих

на Землю каплю дождя в зависимости от внешних условий.

На основе формул (3.5) и (3.9) получаем

$$k_{as} = k_0 \left(\frac{r}{a} \right)^4,$$

где $k_0 = 1,1 \times 10^{-5}$ см 3 s^{-1} и $a = 10$ мкм. Наряду с уравнением роста аэрозолей (3.5) мы используем уравнение движения аэрозолей под действием силы тяжести,

$$\frac{dh}{dt} = w, \quad (3.41)$$

где h — высота, связанная с пройденным аэрозолем путём, w — скорость падения согласно формуле (3.8). Исключая из приведённых уравнений время и полагая, что плотность связанных молекул в аэрозолях N_b не зависит от времени, получаем

$$\frac{dh}{dr} = \text{const} = 1,4 \times 10^6. \quad (3.42)$$

Константа в уравнении (3.42) определяется начальными условиями в соответствии с (3.1). В частности, если $h = 2$ км, то конечный радиус капли $r = 1,4$ мм, а типичное время падения аэрозолей-капель составляет $\tau_f \approx 25$ мин.

Отметим, что, согласно наблюдениям [119], радиус каплей дождя у поверхности Земли лежит в интервале 0,1–9 мм. Формула (3.8) нарушается при больших размерах капли, так что скорости падения в воздухе для каплей радиусом 0,5 и 5 мм равны 2 и 9 м s^{-1} [119], тогда как формула (3.8) даёт в этих случаях 2 и 200 м s^{-1} соответственно. Причина расхождения связана с тем, что при больших числах Рейнольдса формула Стокса (3.8) нарушается, а сама капля перестаёт быть сферической [119]. Тем не менее формула Стокса (3.8) может быть использована для оценки. При этом, если на поверхности Земли аэрозоли кучевого облака с параметрами (3.1) превращаются в воду, то толщина водяного слоя Δ пропорциональна толщине кучевого облака L , причём

$$\frac{\Delta}{L} = 2 \text{ мм км}^{-1}. \quad (3.43)$$

Если сравнить этот результат с наблюдаемой скоростью осаждения воды во время дождя, которая находится в интервале от 2,5 до 7,6 мм $ч^{-1}$ [119], то можно заключить, что определённый вклад в эту скорость даёт влага, находящаяся в потоках тёплого влажного воздуха, который перемешивается с кучевым облаком [120]. Поэтому конвекция влажного воздуха и взаимодействие струй влажного воздуха при их конвекции с кучевым облаком играют важную роль при формировании дождя [121–123].

Обычно считается, что грозовая погода отвечает высокой влажности воздуха в приземных областях, превышающей 7 г $кг^{-1}$ [59], что соответствует давлению насыщенного пара при температуре 8°C (см. табл. 1). При более низких температурах влажный воздух конденсируется и образует аэрозоли, причём, в соответствии с (3.1), содержание воды в типичном кучевом облаке составляет примерно 3 г $кг^{-1}$, и образование аэрозолей из молекул воды приводит к повышению температуры воздуха на 16 К. Далее оценим скорость превращения в грозовую погоду всей влаги в дождевые капли, стартуя

от параметров аэрозолей в кучевом облаке (3.1) и считая, что воздух свободно проникает внутрь кучевого облака. Константа скорости прилипания молекул воды к аэрозолю радиуса r определяется в соответствии с формулой Смолуховского (3.21):

$$k_{at} = 4\pi Dr, \quad (3.44)$$

где коэффициент диффузии молекул воды в воздухе $D \approx 0,2 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ [101]. Уравнение роста аэрозолей имеет вид

$$\frac{dn}{dt} = k_{at} N_w, \quad (3.45)$$

где n — типичное число молекул воды в аэрозоле-капле, $N_w = 3 \times 10^{17} \text{ см}^{-3}$ — пороговая плотность молекул воды, которая соответствует содержанию воды в атмосфере 7 г кг^{-1} [59]. Отсюда имеем выражение для типичного времени роста аэрозоля:

$$\tau = \frac{3r^2}{8\pi D N_w r_w^3}, \quad (3.46)$$

где $r = 8 \text{ мкм}$ — радиус аэрозоля, $r_w = 0,192 \text{ нм}$ — радиус Вигнера–Зейтца для воды. Согласно (3.46) характерное время роста аэрозолей при заданных условиях составляет $\tau \approx 0,2 \text{ с}$. Кроме того, рост аэрозолей в результате прилипания к ним свободных молекул воды происходит скорее, чем в результате ассоциации аэрозолей при гравитационном механизме роста. Действительно, сравнение константы скорости ассоциации при гравитационном росте аэрозолей (3.9) и константы скорости, отвечающей прилипанию свободных молекул воды к аэрозолям (3.44), показывает, что скорости этих процессов сравнимы при радиусе аэрозолей $r = 0,1 \text{ мм}$, в то время как при меньших размерах аэрозолей доминирует механизм (3.44). К тому же прилипание свободных молекул воды к аэрозолям происходит быстро, т.е. молекулы воды, проникающие внутрь кучевого облака, превращаются в связанные молекулы в аэрозолях, если этот процесс разрешён тепловыми условиями.

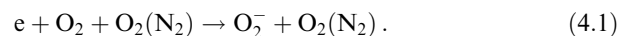
Отметим, что в рассматриваемой версии дождь в грозовую погоду возникает после разряда молнии. Действительно, в результате разряда молнии к верхнему концу проводящего канала молнии подводится положительный заряд, который сначала находится в форме положительных молекулярных ионов. При столкновении с отскараживающе заряженными аэрозолями молекулярные ионы нейтрализуют их, что приводит к быстрому росту капель и к возникновению дождя. Видимо, конвективные потоки тёплого влажного воздуха, которые являются предвестниками грозы, препятствуют превращению молекулярных ионов в положительно заряженные аэрозоли, что стабилизирует процесс нейтрализации аэрозолей и их последующего превращения в капли, как это описано выше. В данном случае трудно оценить время нейтрализации отрицательно заряженных аэрозолей, поскольку важную роль в этом процессе играет перенос зарядов в результате конвекции. Тем не

менее, поскольку обычно не наблюдается большой задержки в формировании дождя после первой вспышки молнии, можно ожидать, что время нейтрализации аэрозолей не превышает 10 мин, т.е. времени формирования дождя.

4. Ионы и электрические поля в атмосфере Земли

4.1. Атмосферные ионы

Одним из проявлений атмосферного электричества является перенос ионов. В спокойной атмосфере Земли электроны практически отсутствуют из-за их прилипания к молекулам кислорода. Для тепловых электронов это происходит при тройных столкновениях электронов с молекулами азота и кислорода:



Характерное время прилипания электронов к молекулам кислорода в атмосферном воздухе $\tau \approx 10^{-8} \text{ с}$ при температуре, близкой к комнатной. Электроны, ускоренные под действием сильного электрического поля, прилипают к молекулам кислорода в результате процесса



Сечение этого процесса как функция энергии электрона имеет максимум при энергии электрона примерно 7 эВ [124], при энергии электрона $\varepsilon = 6,5 \text{ эВ}$ константа скорости процесса (4.1) составляет $k = 2 \times 10^{-10} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ [90]. Поэтому электроны в спокойной атмосфере отсутствуют, а отрицательные ионы далее участвуют в ион-молекулярных процессах (см., например, [124, 125]) с радикалами, что в конечном итоге приводит к образованию наиболее стабильных отрицательных ионов. При этом отметим, что основной сорт как положительных, так и отрицательных ионов в спокойной атмосфере может быть разным в зависимости от содержания примесей в данной области атмосферы, однако выбор основного сорта ионов происходит среди ограниченного числа наиболее устойчивых ионов. Для отрицательных ионов таковыми являются ионы с наибольшими значениями энергии связи электрона; в воздухе такими ионами могут быть ион NO_2^- (энергия связи электрона 2,3 эВ), ион NO_3^- (энергия связи 3,7 эВ) и ион CO_3^- (энергия связи 2,8 эВ) [126]. Для сравнения, энергия связи электрона для отрицательного иона молекулы кислорода O_2 составляет 0,43 эВ, а для отрицательного атомного иона кислорода O она равна примерно 1,5 эВ. Последние два сорта отрицательных ионов образуются в воздухе на первой стадии процесса ионизации, далее они превращаются в устойчивые отрицательные ионы в результате соответствующих ион-молекулярных реакций. Таблица 2 содержит значения подвижностей в азоте для наиболее устойчивых положительных и отрицательных ионов, измеренные при малой напряжённости электрического поля. Как видно, подвижности разных ионов не сильно отличаются

Таблица 2. Подвижность отрицательных и положительных ионов в азоте при комнатной температуре [130–133], приведённая к нормальной плотности молекул $N = 2,69 \times 10^{19} \text{ см}^{-3}$

Ион	NO_2^-	NO_3^-	CO_3^-	$NO_2^- \cdot H_2O$	$NO_3^- \cdot H_2O$	$CO_3^- \cdot H_2O$	N_2^+	CO_2^+	N_2H^+	N_3^+	N_2O^+	N_4^+	$H^+ \cdot H_2O$	$H^+ \cdot (H_2O)_2$	$H^+ \cdot (H_2O)_3$
$K, \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$	2,5	2,3	2,4	2,4	2,2	2,1	1,9	2,2	2,1	2,3	2,3	2,3	2,8	2,3	2,1

друг от друга, и далее в качестве характерной подвижности ионов в атмосферном воздухе будет использовано значение $K \approx 2 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$ [62]. Воспользуемся соотношением Эйнштейна [127–129]

$$K_i = \frac{eD_i}{T} \quad (4.3)$$

между подвижностью K_i и коэффициентом диффузии D_i заряженной частицы в буферном газе. На основании (4.3) получим для коэффициента диффузии ионов в воздухе при давлении 0,5 атм значение $D_i \approx 0,4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$, которое соответствует переносу на небольшие расстояния в неподвижной атмосфере.

Можно оценить характерную плотность ионов в спокойной сухой атмосфере, основываясь на плотностях токов в атмосфере, которые в среднем равны $2,4 \times 10^{-16} \text{ А см}^{-2}$ над сушей и $3,7 \times 10^{-16} \text{ А см}^{-2}$ над океаном [47], что составляет $1500e \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ и $2300e \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ соответственно. Основываясь на данных табл. 2, примем подвижность ионов в атмосфере равной $2 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$. Ориентируясь на среднюю напряжённость электрического поля в спокойной атмосфере $E = 1,3 \text{ В см}^{-1}$, что отвечает дрейфовой скорости ионов $w = 2,6 \text{ см с}^{-1}$, получим значения плотности ионов в атмосфере $N_i \approx 300 \text{ см}^{-3}$ над сушей и $N_i \approx 400 \text{ см}^{-3}$ над океаном, при этом учтено, что ток создаётся как положительно, так и отрицательно заряженными ионами. Отметим, что полученная плотность относится к молекулярным ионам, тогда как в дополнение к ним в атмосфере могут присутствовать макроскопические заряженные частицы, которые не дают вклада в ток, протекающий в атмосфере под действием электрического поля Земли.

В нижней части атмосферы реализуются два механизма ионизации воздуха. Вблизи поверхности Земли ионизация связана с радиоактивностью поверхности в том случае, если она содержит гранит или подобные компоненты. Однако образующиеся вблизи поверхности ионы не влияют на электрические процессы в атмосфере, поскольку они рекомбинируют вблизи поверхности и не могут заметно удалиться от неё. То же самое относится и к ионам, образующимся на высотах 100–200 км в результате фотоионизации воздуха под действием ультрафиолетового излучения Солнца. Эти ионы рекомбинируют на больших высотах и не проникают в тропосферу, где осуществляются электрические процессы. Отвечающий за это канал ионизации атмосферы определяется галактическими и солнечными лучами [19, 134, 135]. При этом максимальная ионизация определяется высотами от 11 до 15 км, где максимальная скорость ионизации составляет $30–40 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ [135, 136]. В соответствии с данными рис. 17 примем коэффициент рекомбинации ионов равным примерно $10^{-6} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$. Действительно, согласно механизмам рекомбинации положительных и отрицательных ионов в воздухе, коэффициент рекомбинации слабо зависит от давления воздуха в рассматриваемой области давлений. Тогда, считая, что образование ионов в воздухе происходит под действием быстрых частиц со стороны Солнца, а их разрушение определяется рекомбинацией положительных и отрицательных ионов, получим приблизительное значение плотности ионов, равное $6 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. Эта величина заметно превышает плотность ионов в нижних слоях атмосферы. При этом время установления рассматриваемого равновесия $t \sim 1/(\alpha N_i) \approx 3 \text{ мин}$.

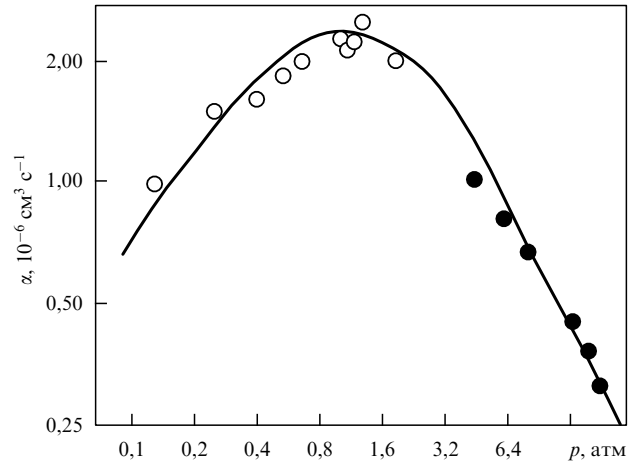


Рис. 17. Коэффициент рекомбинации положительных и отрицательных ионов в воздухе. Сплошная кривая является аппроксимацией экспериментальных данных, представленных открытыми [137] и заполненными [138] кружками. Левая часть кривой отвечает трёхчастичной рекомбинации положительных и отрицательных ионов в соответствии с моделью Томсона [139], а рекомбинация при высоких давлениях (правая часть кривой) даётся формулой Ланжевена [140].

Основываясь на приведённой выше плотности ионов в тропосфере $N_i \approx 300–400 \text{ см}^{-3}$, имеем для характерного времени проникновения ионов в нижнюю атмосферу $t \sim (\alpha N_i)^{-1} \sim 1 \text{ ч}$. За это время под действием электрического поля Земли ионы проходят путь $\sim 100 \text{ м}$. Отсюда следует, что ионы не могут попасть в нижнюю часть атмосферы с высоты порядка 10 км и должны быть образованы непосредственно на заданной высоте. Проверим возможность переноса ионов из верхних слоёв атмосферы в результате конвекции. Считая, что плотность ионов на данной высоте определяется диффузионным переносом и рекомбинацией ионов по пути, имеем уравнение баланса для плотности ионов $N_i(z)$ на расстоянии z от источника ионов:

$$D_i \frac{d^2 N_i}{dz^2} - \alpha N_i^2 = 0, \quad (4.4)$$

где D_i — коэффициент диффузии ионов в воздухе. Для простоты будем считать коэффициент диффузии ионов не зависящим от расстояния до источника ионов. Коэффициент диффузии D_i обратно пропорционален плотности молекул воздуха N_a , так что $D_i(z) = \text{const}$. Тогда, умножая уравнение (4.4) на dN_i/dz , проинтегрируем полученное уравнение и приведём его к виду

$$\frac{1}{2} \left(\frac{dN_i}{dz} \right)^2 - \frac{\alpha}{3D_i} N_i^3 = 0.$$

В этом уравнении мы полагали, что как плотность ионов N_i , так и её производная dN_i/dz стремятся к нулю при бесконечном удалении от источника ионов, т.е. при больших z . Решение полученного уравнения с указанными граничными условиями имеет вид

$$\frac{1}{\sqrt{N_i}} = \frac{1}{\sqrt{N_0}} + \sqrt{\frac{\alpha}{6D_i}} z = \frac{1}{\sqrt{N_0}} \left(1 + \frac{z}{z_0} \right), \quad z_0 = \sqrt{\frac{6D_i}{\alpha N_0}}. \quad (4.5)$$

Здесь $N_0 = 6 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ — плотность ионов в точке нахождения источника, $\alpha \approx 2 \times 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$, как это следует из рис. 17, и $D_i \approx 2 \times 10^4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ в соответствии с

формулой (3.39), поскольку мы считаем, что диффузия иона в пространстве определяется конвективным движением воздуха. Это даёт $z_0 \sim 30$ м. Согласно формуле (4.5), имеем для плотности ионов вдали от источника

$$N_i(z) = N_0 \frac{z_0^2}{z^2}, \quad z \gg z_0. \quad (4.6)$$

Как следует из формулы (4.6), значение плотности ионов $N_i \approx 10 \text{ см}^{-3}$ на расстоянии $z = 1$ км от источника, тогда как характерное значение плотности ионов на расстоянии в несколько километров от источника составляет $N_i \approx 300 \text{ см}^{-3}$. Отсюда можно заключить, что наряду с интенсивной ионизацией на высотах 10–15 км ионизация атмосферного воздуха под действием жёсткого излучения Солнца происходит также в нижних слоях атмосферы. Это подтверждается значением полной скорости ионизации атмосферного воздуха $4,5 \times 10^7 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ [141]. Действительно, отношение этой величины к максимальной удельной скорости ионизации атмосферного воздуха 30–40 $\text{см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ [135, 136, 141] даёт толщину слоя атмосферы, в котором происходит ионизация, $h \sim 10$ км, что соответствует выводу на основании уравнения (4.6) о том, что ионизация воздуха под действием жёсткого излучения происходит по всей толще атмосферы. Отсюда можно определить также характерное сечение поглощения жёсткого излучения, которое составляет 10^{-24} см^2 . Отметим, что энергия образования одной ионной пары в воздухе составляет примерно 30 эВ. Основываясь на величине полной скорости ионизации под действием космических лучей $4,5 \times 10^7 \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ [141], получим для потока энергии космических лучей $2,2 \times 10^{-10} \text{ Вт см}^{-2}$, что приводит к следующей мощности космических лучей по всему земному шару: $P_{\text{cos}} = 3 \times 10^8 \text{ Вт}$. Для сравнения, полная мощность солнечного излучения, попадающего в атмосферу Земли, составляет $1,7 \times 10^{17} \text{ Вт}$.

Следует добавить, что использованное выше значение коэффициента диффузии содержащихся в воздухе частиц в результате конвекции, $D_L \sim 2 \times 10^4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$, относится также к переносу частиц, находящихся в воздухе. В частности, для молекул воды это значение на несколько порядков величины превышает фигурировавшее ранее значение коэффициента диффузии молекул воды в воздухе при атмосферном давлении и комнатной температуре, $D = 0,2 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ [101]. Реально малый коэффициент диффузии ответствен за перенос на малые расстояния, меньшие $l \sim 30$ м, где конвекция отсутствует. Для больших расстояний переноса следует использовать конвективные диффузионные коэффициенты D_l или D_L .

Подобным образом можно проанализировать перенос молекулярных ионов, подвижность которых в неподвижном воздухе при комнатной температуре, $2 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$, соответствует коэффициенту диффузии при комнатной температуре, $D_i \sim 0,1 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$, отвечающему переносу на малые расстояния, тогда как диффузионные коэффициенты $D_l \sim 100 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ и $D_L \sim 2 \times 10^4 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ могут быть ответственными за перенос на большие расстояния с соответствующим размером вихрей $l \sim 30$ м и $L \sim 100$ м. Включая в рассмотрение дрейф ионов под действием электрического поля Земли со скоростью $w = 2,6 \text{ см с}^{-1}$, введём характерный размер $r_0 = D_i/w = 0,04$ см, так что ион распространяется в результате диффузии в воздухе на расстояния менее r_0 с диффузионным коэффициентом D_i , тогда как его перемещение на расстояния $z \gg r_0$

происходит под действием электрического поля Земли, пока не заработает конвекция, т.е. до расстояний $l \sim 30$ м. Введём характерное расстояние перемещения иона $R_0 = D_L/w = 80$ м, так что распространение иона на большие расстояния $z \gg R_0$ носит дрейфовый характер. Таким образом, дрейфовый характер движения ионов имеет место при расстояниях перемещения $z \gg r_0$, возможно, за исключением небольшой области с переносом в результате конвективной диффузии. Проведённый анализ показывает, что источником образования ионов в нижних слоях атмосферы являются солнечные космические лучи. Перемещение ионов в атмосфере происходит как за счёт диффузии, так и под действием электрического поля Земли.

4.2. Проникновение зарядов в облака

Проведённый анализ относится к сухой атмосфере, тогда как электрические процессы в атмосфере Земли связаны с присутствием аэрозолей, которые образуют облака. В этом случае возникает дополнительный механизм уничтожения молекулярных ионов в атмосфере, связанный с прилипанием ионов к аэрозолям. Этот процесс происходит одинаковым образом для положительных и отрицательных ионов. Последующее столкновение положительно и отрицательно заряженных аэрозолей приводит к потере заряда в атмосфере, который первоначально возник под действием космических лучей. Ориентируясь на параметры аэрозолей в типичном кучевом облаке (3.1), определим сначала константу скорости k_{at} прилипания ионов к нейтральным аэрозолям кучевого облака, которая определяется формулой Смолуховского (3.44) [100]

$$k_{\text{at}} = 4\pi D_i r, \quad (4.7)$$

где D_i — коэффициент диффузии ионов в атмосфере. Используя приведённую в разделе 4.1 оценку для коэффициента диффузии ионов в атмосфере, $D_i = 0,1 \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$, получим для константы скорости прилипания ионов к поверхности аэрозолей значение $k_{\text{at}} \sim 1 \times 10^{-3} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$. Отметим, что скорость прилипания положительных и отрицательных ионов к аэрозолям превышает скорость рекомбинации положительных и отрицательных ионов в атмосфере при выполнении следующего критерия:

$$k_{\text{at}} N_p \gg \alpha N_i, \quad (4.8)$$

где N_p — плотность аэрозолей. Этот критерий даёт $N_i/N_p \ll 10^3$, если процесс происходит в кучевом облаке, тогда как реально $N_p \sim N_i \sim 10^3 \text{ см}^{-3}$, так что критерий (4.8) выполняется, и потеря молекулярных ионов в облаке происходит в результате прилипания ионов к аэрозолям с последующей рекомбинацией положительно и отрицательно заряженных аэрозолей в результате их столкновения. Отсюда можно определить характерное время жизни молекулярных ионов, проникающих внутрь кучевого облака.

Характерное время прилипания молекулярных ионов к аэрозолям в облаке оценивается как $\tau = (Nv\sigma)^{-1} \sim 0,06 \text{ с}$, где $v \sim 3 \times 10^4 \text{ см с}^{-1}$ — тепловая скорость молекулярных ионов, $\sigma \approx 2 \times 10^{-6} \text{ см}^2$ — сечение аэрозоля или поперечное сечение прилипания иона к аэрозолю. Как видно, характерное время прилипания ионов к аэрозолям в кучевом облаке значительно меньше харак-

терного времени взаимной нейтрализации положительных и отрицательных молекулярных ионов при столкновении в сухом воздухе, которое оценивается как $\tau_{\text{rec}} \sim 10^3$ с. Отсюда получим для глубины проникновения молекулярных ионов внутрь кучевого облака величину $l \sim (2D_i \tau_{\text{at}})^{1/2} \sim 10$ см, которая значительно превышает длину свободного пробега ионов в атмосфере $\lambda \sim 0,06$ мкм, но гораздо меньше характерных размеров облака.

4.3. Процессы зарядки аэрозолей

Облака играют принципиальную роль в электрических явлениях, протекающих в атмосфере [37, 39–42, 45], позволяя концентрировать электрическую энергию атмосферы в малой области, что создаёт условия для развития грозных явлений. Облака состоят из аэрозолей воды микрометровых размеров, и именно эти аэрозоли ответственны за разделение заряда в атмосфере Земли. При этом сами облака формируются в результате конвективного переноса [142–144], так что находящаяся в атмосфере влага конденсируется в холодных областях атмосферы и, несмотря на выделение энергии в процессе конденсации воды, этот процесс усиливается в результате процессов переноса, так что конденсированная вода концентрируется в небольшой части атмосферы. Поскольку этот процесс определяется конвективным переносом, создание кучевых облаков является нерегулярным процессом, приводящим к большим градиентам в распределении аэрозолей в атмосфере. При этом в соответствии с существующими моделями процессов переноса в облаках (см., например, [142, 145–148]) конвективный перенос способствует как созданию, так и расплыванию кучевых облаков. Оставляя в стороне происходящие в облаках процессы, определяющие их формирование и развитие, а также влияние облаков на климат Земли, далее мы рассматриваем облака как среду, в которой формируются электрические токи, приводящие к разделению заряда в атмосфере. При рассмотрении кучевых облаков как источников атмосферного электричества мы ориентируемся на характерные параметры аэрозолей в типичном кучевом облаке (3.1) в соответствии с данными [45, 84–86], которые включают средний радиус аэрозолей $r_0 = 8$ мкм и содержание воды аэрозолей в воздухе 2 г м^{-3} , хотя на поздней стадии развития кучевых облаков перед выпадением осадков, согласно измерениям [149], содержание воды в облаках может составлять 20 г м^{-3} . Соответствующая среднему содержанию воды в аэрозолях плотность аэрозольных частиц $N_p = 1 \times 10^3 \text{ см}^{-3}$. Основываясь на средних параметрах аэрозолей в кучевом облаке, мы далее проанализируем характер образования заряженных аэрозолей и разделение заряда в атмосфере. Образование заряда в атмосфере происходит на высотах, где вода может содержаться в аэрозолях в разных агрегатных состояниях. Наряду с жидкой и кристаллической (ледяной) фазами аэрозоли могут содержать аморфное снегообразное вещество (hailstone) или смесь снега и воды (graupels). Все эти формы аэрозолей могут существовать одновременно на высотах в несколько километров, где температура близка к 0°C . Именно по этой причине грозы в основном наблюдаются в летнее время, когда нулевая температура атмосферы имеет место на высоте в несколько километров.

2*

Зарядка при столкновении микрочастиц воды и льда впервые наблюдалась в 1957 г. [3], так что микрокапли воды заряжались отрицательно, а микрокристаллы льда — положительно. Возможны различные механизмы взаимодействия, приводящие к такой зарядке, но в любом случае она происходит за счёт контактной разности потенциалов на границе раздела между разными агрегатными состояниями аэрозолей воды [150, 151], что и приводит к зарядке частиц при их столкновении [4, 8, 152, 153, 155]. Именно этот процесс приводит к зарядке аэрозолей в облаках [6, 7, 45, 152–157]. Несмотря на разные точки зрения [4, 8, 152, 153, 155] на скорости процессов зарядки аэрозолей и существование эмпирических соотношений [6, 158, 159] для определённой области параметров зарядки аэрозолей, описание этого процесса носит качественный характер, причём большое внимание уделяется столкновению ледяных частиц и частиц, состоящих из смеси снега и воды [157, 160–162]. В связи с этим далее мы рассмотрим только природу процесса зарядки аэрозолей при столкновениях, а сам заряд аэрозолей после разделения зарядов в атмосфере в результате гравитационного падения аэрозолей мы определим исходя из скорости роста заряженных аэрозолей при их ассоциации.

Если рассматривать воду аэрозолей как слабый электролит, содержащий положительные ионы H_3O^+ и отрицательные ионы OH^- , то зарядку аэрозолей можно представить как переход этих ионов через границу раздела во время контакта аэрозолей, так что один из аэрозолей содержит избыток ионов H_3O^+ , а другой — ионов OH^- . В твёрдом состоянии зарядку с участием аэрозолей можно связать с образованием дефектов, которые несут заряд. При этом зарядка аэрозолей может происходить не только в процессах их столкновения, но также в процессах роста и испарения аэрозолей. Согласно экспериментам [4, 163, 164], избыток ионов OH^- наблюдается при росте аэрозоля путём присоединения молекул воды, тогда как избыток ионов H_3O^+ имеет место в процессе сублимации. Электролитические свойства воды приводят к зарядке аэрозолей при столкновении с поверхностью. Например, электрические разряды наблюдаются при столкновении снежинок с антенной самолёта [165], а заряды в облаках влияют на электризацию самолёта [166].

Схема зарядки аэрозолей представлена на рис. 18. Оставляя в стороне механизм этого процесса, отметим, что энергия взаимодействия на границе раздела фаз значительно превышает тепловую энергию аэрозолей. В частности, энергия плавления для льда составляет 334 Дж г^{-1} [73]. Это означает, что переход молекулы воды через границу раздела фаз отвечает изменению энергии системы на $0,06 \text{ эВ}$, что превышает тепловую энергию аэрозолей (равную примерно $1/40 \text{ эВ}$). Поэтому при столкновении аэрозолей происходит их слипание, а разлёт аэрозолей имеет место, если потенциал кулоновского притяжения сталкивающихся аэрозолей не превышает их тепловой энергии $\sim T$, так что характерный заряд Z_0 первоначально образующихся аэрозолей связан с их радиусом r_0 в соответствии со следующей оценкой [62, 81]:

$$\frac{Z_0^2 e^2}{r_0} \sim T.$$

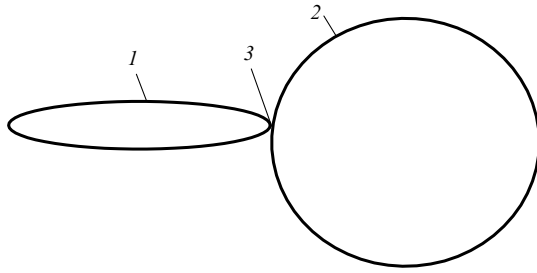


Рис. 18. Зарядка аэрозолей при столкновении частиц льда (1) и аэрозолей, содержащих жидкую воду (2). В области контакта (3) возникает разность потенциалов, что вызывает зарядку частиц после их разделения.

Тем самым средний заряд образующихся аэрозольных частиц Z_0 определяется формулой

$$Z_0 = b \sqrt{\frac{r_0 T}{e^2}}, \quad (4.9)$$

где числовой коэффициент b порядка единицы. Будем считать, что при последующем объединении заряженных аэрозолей заряд остаётся на образующемся аэрозоле, т.е. отношение заряда аэрозоля к его массе сохраняется в процессе ассоциации аэрозолей. Тогда, основываясь на формуле (3.15) и полагая, что первоначальная зарядка приводит к заряду аэрозолей $Z = 1$, находим, что этому отвечает первоначальная масса аэрозоля $m = 8 \times 10^{-11}$ г, которая соответствует первоначальному радиусу аэрозоля $r_0 = 2,7$ мкм. Последующий рост аэрозоля в кучевом облаке ведёт к увеличению его заряда (формула (3.14)) и массы примерно в 30 раз.

Для простоты мы считаем, что первоначальное образование заряда происходит при столкновении жидких аэрозолей и ледяных частиц, приводя к отрицательной зарядке более тяжёлых жидких аэрозолей. Их более быстрое падение приводит в конечном итоге к отрицательной зарядке поверхности Земли, как это и следует из наблюдений. Однако, согласно лабораторным экспериментам [10, 11], столкновение нейтральных ледяных частиц и аэрозолей, состоящих из снега и воды, приводит к отрицательной зарядке ледяных частиц. В некоторых наблюдениях гравитационное падение этих частиц приводит к положительной зарядке нижней части облака [167]. Тем не менее рассматриваемый механизм образования электрического заряда в облаках [3] при столкновении аэрозолей в разных агрегатных состояниях не имеет альтернативы, хотя и требует более детального изучения.

Рассмотрим характер зарядки аэрозолей в плане истории исследования этого процесса. Ясно, что поскольку вслед за образованием заряженных частиц происходит их разделение под действием гравитационного поля Земли и образование электрического поля в атмосфере, то заряженными частицами должны быть аэрозоли микрометровых размеров, так как нанометровые частицы не могут создать достаточно высокие поля. При этом необходимо, чтобы аэрозоли разного размера получали разный заряд. На основе представлений, существовавших в середине XX в., о процессах с участием аэрозолей Френкель [168] предположил селективный характер образования заряженных аэрозолей, при котором преобладает отрицательный заряд аэрозолей. Однако это про-

тиворечит характеру процессов с участием аэрозолей, а реализуется представленный выше механизм образования электрического заряда в результате столкновения аэрозолей, находящихся в разных агрегатных состояниях [3]. Указанный процесс оказался зависящим от многих факторов, включая характер формирования поверхности аэрозолей. Это привело к противоречиям в скоростях процесса зарядки аэрозолей (см., например, [7, 74, 75]). Видимо, по этой причине работа [3] не заняла в физике атмосферного электричества заслуженного места.

4.4. Разделение заряда в облаке

Важным элементом электрических процессов в атмосфере является разделение заряда в облаке, которое для простоты мы будем рассматривать как результат падения льдинок и жидких аэрозолей под действием силы тяжести. Согласно формуле Стокса, скорость падения аэрозолей в атмосфере определяется равенством действующей на аэрозоль гравитационной силы и силы трения при его движении в воздухе. На основании этого равновесия имеем для скорости падения жидких аэрозолей — капелек воды — в атмосферном воздухе при температуре 300 К [62]:

$$w = 0,012 \left(\frac{r_0}{a} \right)^2, \quad (4.10)$$

где скорость падения аэрозоля w выражена в $\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$, r_0 — радиус аэрозольной частицы, выраженный в мкм, параметр $a = 1$ мкм.

Параметры аэрозольных частиц в кучевом облаке (3.1) и (3.14) имеют значения: средний радиус аэрозолей $r = 8$ мкм и их средний заряд $Z = 27$. Тогда формула (4.10) даёт для скорости падения более тяжёлых аэрозолей $w = 0,7 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ (считаем, что это жидкие аэрозоли), что создаёт следующую плотность тока в результате падения аэрозолей:

$$i = ZeN_p w. \quad (4.11)$$

При указанных значениях входящих в формулу (4.11) параметров получим $i = 3 \times 10^{-15} \text{ А} \cdot \text{см}^{-2}$. Отсюда следует, что проходящий через атмосферу ток силой $I = 1700 \text{ А}$ можно обеспечить, если покрыть кучевыми облаками примерно 10 % поверхности Земли.

Следует добавить, что, хотя мы основывались на направленном движении аэрозолей к поверхности Земли под действием гравитационной силы, гораздо более сильный перенос в атмосфере должен быть связан с конвекцией. Однако, поскольку конвекция является случайным процессом, то в среднем она не приводит к разделению заряда. Перенос заряда за большие промежутки времени можно связать с гравитационным падением аэрозолей. При этом среднее время нахождения испарённой воды в атмосфере составляет примерно 9 суток [169], и в результате гравитационного падения аэрозоль за это время проходит путь в 6 км, что сравнимо или несколько превышает вертикальный размер кучевого облака. Отметим, что ко всем полученным цифрам следует относиться как к оценкам, а не как к средним значениям параметров. Тем не менее мы получаем непротиворечивую картину процессов зарядки аэрозольных частиц и разделения заряда, которые составляют основу электрических процессов в земной атмосфере.



Рис. 19. Извержение вулкана Пуэйе (Puehue) в Чили в июне 2011 г. [170, 171] с молниями внутри потоков извержения.

Как видно, разделение заряда и возникающий в результате электрический разряд в атмосфере Земли в виде молний определяются процессами столкновения аэрозолей, находящихся в разных агрегатных состояниях. В других средах, скажем, в атмосфере других планет, начало электрическим процессам могут дать столкновения частиц другого сорта. Что касается атмосферы Земли, то в рассмотренных процессах могут участвовать пылевые микрочастицы разного сорта, так что молнии могут наблюдаться в пылевых бурях, в потоках извержения вулканов и при взрыве атомной бомбы. В частности, извержения вулканов нередко сопровождаются молниями внутри них, что демонстрируется на рис. 19, где представлено извержение вулкана Пуэйе в Чили. При этом характерный размер разделения заряда в вулканической пыли при образовании молний меньше, чем в облаках, так что молнии развиваются при размерах облака вулканической пыли примерно в 500 м против соответствующего размера в обычном облаке в 3 км [59]. Во всех случаях электричество возникает в газе в результате столкновения микрочастиц разного типа. Такой механизм реализуется и в атмосферах других планет. Отметим, что, хотя электрические процессы в рассматриваемых случаях имеют одинаковую природу, параметры этих процессов могут сильно различаться.

При этом зарядка Земли в результате падения заряженных аэрозолей могла бы обойтись и без молний, если бы заряженные аэрозоли достигали самой поверхности Земли. Очевидно, восходящие потоки воздуха не позволяют облакам опуститься на Землю, и тогда их заряд достигает поверхности Земли в виде молний. Видимо, канал, связанный с прямым переносом электричества заряженными аэрозолями, также существует и реализуется в горах и океанах. В этом случае вблизи поверхности возникают сильные поля, которые могут создавать коронные разряды вблизи проводящих предметов, вызывая свечение воздуха в этих местах. По своему альпинистскому опыту я знаю, что в предгрозовую погоду опасно находиться на гребне и высоких открытых местах. Там начинают звенеть ледорубы, крючья и другие металлические предметы, что свидетельствует о прохождении через них электрического тока. Свечение вытянутых предметов в предгрозовую туманную погоду известно в течение тысяч лет под разными именами. Это явление часто наблюдалось моряками в морях и океанах и в этом случае оно получило название огней святого Эльма —

покровителя моряков [172]. Как видно из представленного рассмотрения, характер электрических явлений в атмосфере Земли гораздо сложнее и богаче, чем это следует из простых схем.

5. Заключение

Подводя итог проведённому анализу, можно заключить, что принципиальное значение для атмосферного электричества имеют четыре процесса, а именно: зарядка аэрозолей, разделение заряда в атмосфере, перенос заряда кучевых облаков на поверхность Земли посредством молний и разрядка Земли в результате протекания электрических токов в сухой атмосфере с участием молекулярных ионов, создаваемых космическими лучами. Все эти процессы хорошо известны на протяжении, по крайней мере, пятидесяти лет, и нашей задачей было объединить их в единую физическую картину. Остановимся кратко на этих процессах.

Зарядка аэрозолей микрометровых размеров происходит в слоях атмосферы, где одновременно существуют аэрозоли, содержащие воду в разных агрегатных состояниях, т.е. это жидкие капли, льдинки, снежинки, градины. Столкновение двух аэрозолей, находящихся в разных агрегатных состояниях, приводит к их зарядке. Последующий процесс разделения заряда связан с гравитационным падением заряженных аэрозолей, и если положительно и отрицательно заряженные аэрозоли имеют разный размер и плотность, то они падают с разной скоростью, что создаёт электрический ток в атмосфере. Если считать, что этот ток определяется падением только одного из компонентов и аэрозоли заряжены однократно, то получим, моделируя аэрозоль сферической частицей, следующую оценку для радиуса r аэрозоля [62]:

$$0,1 \text{ мкм} < r < 17 \text{ мкм}. \quad (5.1)$$

Если радиус аэрозоля меньше нижнего предела в формуле (5.1), то под действием электрического поля Земли отрицательно заряженные аэрозоли будут не падать, а подниматься вверх. Именно по этой причине молекулярные ионы не могут участвовать в зарядке Земли. Кроме того, перенос электрического заряда из атмосферы на поверхность Земли — вторичное явление по отношению к циркуляции воды в атмосфере. Это характеризуется определённым отношением переносимого заряда к массе переносимой воды в соответствии с формулой (2.3). Таким образом, атмосферное электричество создаётся аэрозолями микрометровых размеров.

В результате гравитационного падения заряженных аэрозолей нижние слои кучевого облака оказываются заряженными, чаще всего отрицательно. Однако воздух с заряженными аэрозолями является диэлектрической средой, так что перенос заряда на поверхность Земли происходит в результате грозовых явлений, когда после удара молнии в Землю положительно заряженные ионы, находящиеся на верхнем краю проводящего канала молнии, переносятся к аэрозолям и частично нейтрализуют их. Наконец, начало последнему из ключевых процессов атмосферного электричества дают жёсткие космические лучи Солнца, которые ионизируют воздух по всей высоте, что приводит к образованию молекулярных ионов и разрядке Земли.

Для простоты в данном обзоре использованы усреднённые значения наблюдательных данных и упрощённая схема атмосферных процессов. Например, частота появления вспышек молний в соответствии с наблюдениями со спутника NASA [55] распределена неравномерно по земному шару. Она велика в сухопутной и прибрежной областях субтропиков, тогда как внутри океанов вспышки молний наблюдаются редко. Другой пример — представленное на рис. 1 пространственное распределение заряда — оказывается более сложным по сравнению с дипольным распределением электрического заряда облака, которое образуется по мере разделения заряда в процессе гравитационного падения заряженных аэрозолей. Эти примеры свидетельствуют о качественном описании атмосферного электричества на основе простых моделей.

Отметим, что хотя концепции, лежащие в основе каждой из стадий электрического цикла атмосферы, были обоснованы, по крайней мере, более полувека назад, мы до сих пор не можем ответить на ряд принципиальных вопросов, относящихся к каждому из ключевых процессов. До настоящего времени мы не имеем чёткой информации о зарядке аэрозолей в зависимости от их агрегатного состояния и условий в слоях атмосферы с температурой между 0 и -40°C , в которых одновременно могут присутствовать аэрозоли воды в разных агрегатных состояниях. А без этого мы не можем ответить на вопрос: почему основная часть кучевого облака нейтральна и только малая часть его заряжена? Зная по опыту, что молния возникает после проникновения в заряженные слои кучевого облака потоков тёплого влажного воздуха, и понимая, что конвекция воздуха играет принципиальную роль в инициировании грозных явлений, мы не имеем простой математической модели, описывающей этот процесс.

В этом плане, казалось бы, наиболее детально должны быть поняты явления, связанные с молнией, поскольку уже в середине XVIII в. был сконструирован громоотвод для защиты зданий, что свидетельствует о соответствующем понимании этой проблемы в то время. Если рассматривать молнию как электрический разряд между заряженным облаком и поверхностью Земли, то можно выделить несколько процессов. Концепция стримера, первой стадии этих процессов, которая была сформулирована примерно 80 лет назад и рассматривает стример как волну ионизации, за это время не претерпела изменений. Главными особенностями стримера является усиление электрического поля вблизи фронта волны в результате перераспределения зарядов и перенос ионизации фотонами, излучаемыми вблизи фронта этой волны ионизации. Другой тип ионизационной волны, относящийся к лидеру молнии, понят в меньшей степени. Наиболее принципиальный неразрешённый вопрос: почему ступенчатый лидер молнии перемещается с остановками, а не монотонно, т.е. какие неустойчивости вызывают такой характер процесса? Удивительно, что проводимые в течение нескольких десятилетий экспериментальные исследования длинной искры, которая, казалось бы, должна моделировать молнию, не дали ответа на этот вопрос.

В данном обзоре рассмотрена основная стадия переноса электрического заряда в молнии, где заряженное облако и Земля моделируются проводящими электродами. Когда проводящий плазменный канал создан,

скорость переноса заряда по нему определяется проводимостью плазмы, а сам проводящий канал в процессе прохождения электрического тока нагревается и расширяется. В такой постановке задачи заряд переносится непрерывным образом, а переносимый электрический ток и параметры плазменного проводящего канала плавно меняются со временем. Несмотря на кажущуюся аналогию между молнией в момент переноса основного заряда и данной моделью, молния демонстрирует более сложный характер прохождения тока, который содержит несколько повторяющихся фаз сильного и слабого токов, что регистрируется для разных молний. Ясно, что это может быть связано с конвективным перемещением заряженного облака и переносом заряда по поверхности Земли, но снова требуется простая модель, описывающая наблюдаемый характер переноса заряда в молнии. Таким образом, на фоне общего понимания физики атмосферного электричества имеется недопонимание его отдельных элементов.

Автор благодарен В.П. Крайнову за ценные замечания.

Список литературы

1. Braham R R (Jr.) *J. Meteor.* **9** 227 (1952)
2. Lightning rod, <http://en.wikipedia.org/wiki/Lightning-rod>
3. Reynolds S E, Brook M, Gourley M F *J. Meteor.* **14** 426 (1957)
4. Latham J *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **89** 265 (1963)
5. Takahashi T *J. Atmos. Sci.* **35** 1536 (1978)
6. Latham J *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **107** 277 (1981)
7. Javaratne E R, Saunders C P R, Hallett J *Quar. J. R. Meteor. Soc.* **109** 609 (1983)
8. Caranti J M, Illingworth A J, Marsh S J *J. Geophys. Res.* **90** (D4) 6041 (1985)
9. Saunders C P R, Peck S L *J. Geophys. Res.* **103** 13949 (1998)
10. Saunders C P R et al. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **130** 1395 (2004)
11. Saunders C P R et al. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **132** 2653 (2006)
12. Wilson C T R *Nature* **62** 149 (1900)
13. Wilson C T R *Nature* **68** 102 (1903)
14. Wilson C T R *Proc. Cambr. Philos. Soc.* **13** 363 (1906)
15. Wilson C T R *Proc. R. Soc. Lond. A* **80** 537 (1908)
16. Wilson C T R *Proc. R. Soc. Lond. A* **92** 555 (1916)
17. Wilson C T R *Philos. Trans. R. Soc. A* **221** 73 (1920)
18. Wilson C T R *Philos. Trans. R. Soc. A* **221** 73 (1921)
19. Wilson C T R *Proc. R. Soc. Lond. A* **37** 32D (1925)
20. Wilson C T R *J. Franklin Inst.* **208** 1 (1929)
21. Wilson C T R *Proc. Cambr. Philos. Soc.* **22** 534 (1925)
22. Гуревич А В, Зыбин К П *УФН* **171** 1177 (2001); Gurevich A V, Zybin K P *Phys. Usp.* **44** 1119 (2001)
23. Malan D *Ann. Geophys.* **8** 385 (1952)
24. Schonland B F J *Atmospheric Electricity* (London: Methuen, 1932)
25. Chalmers J A *Atmospheric Electricity* (Oxford: Clarendon Press, 1949)
26. Schonland B F J *Atmospheric Electricity* (London: Methuen, 1953)
27. Schonland B F J, in *Gasentladungen II* (Handbuch der Physik, Vol. 22, Ed. S Flüge) (Berlin: Springer, 1956) p. 576
28. Israël H *Atmospheric Electricity* Vol. 1 *Fundamentals, Conductivity* (Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft, 1957)
29. Israël H *Atmospheric Electricity* Vol. 2 *Fields, Charges, Currents* (Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft, 1961)
30. Reiter R *Phenomena in Atmospheric and Environmental Electricity* (Amsterdam: Elsevier, 1992)
31. Malan D J *Physics of Lightning* (London: English Univ. Press, 1963)
32. Uman M A *Lightning* (New York: McGraw-Hill, 1969)
33. Uman M A *All about Lightning* (New York: Dover Publ., 1986)
34. Uman M A *The Lightning Discharge* (Orlando: Academ.Press, 1987)
35. Rakov V A, Uman M A *Lightning: Physics and Effects* (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2003)

36. Feynman R P, Leighton R B, Sands M *The Feynman Lectures on Physics* Vol. 2 (Reading, Mass.: Addison-Wesley, 1964)
37. Mason B J *The Physics of Clouds* (Oxford: Clarendon Press, 1971)
38. Fowler R G, in *Applied Atomic Collision Physics* Vol. 5 (Eds H S W Massey, E W McDaniel, B Bederson) (New York: Academic Press, 1984) p. 35
39. Byers H R *Elements of Cloud Physics* (Chicago: Univ. of Chicago Press, 1965)
40. Fletcher N H *The Physics of Rainclouds* (Cambridge: Univ. Press, 1962)
41. Twomey S *Atmospheric Aerosols* (Amsterdam: Elsevier, 1977)
42. Pruppacher H R, Klett J D *Microphysics of Clouds and Precipitation* (Dordrecht: D. Reidel Publ. Co., 1978)
43. Fleagle R G, Businger J A *An Introduction to Atmospheric Physics* (New York: Academic Press, 1980)
44. Salby M L *Fundamentals of Atmospheric Physics* (San Diego: Academic Press, 1996)
45. Mason B J *The Physics of Clouds* (Oxford: Clarendon Press, 2010)
46. Chalmers J A *Atmospheric Electricity* (Oxford: Pergamon Press, 1967)
47. Israël H *Atmospheric Electricity* (Jerusalem: Keter Press Binding, 1973)
48. Golde R H (Ed.) *Lightning* (London: Academic Press, 1977)
49. Смирнов Б М *Энергетика атмосферы* (Новое в жизни, науке, технике. Сер. Физика, Вып. 3) (М.: Знание, 1979)
50. Pollack H N, Hunter S J, Johnson R *Rev. Geophys.* **30** 267 (1997)
51. Earth's-energy-budget, <http://en.wikipedia.org/wiki/Earth's-energy-budget>
52. Brooks C E P *Geophys. Mem. London* **24** 147 (1925)
53. Berger K, in *Lightning* (Ed. R H Golde) (London: Academic Press, 1977) p. 119
54. Orville R E, Spencer D W *Mon. Weather Rev.* **107** 934 (1979)
55. <http://en.wikipedia.org/wiki/Distribution-of-lightning>
56. <http://en.wikipedia.org/wiki/Catatumbo-lightning>
57. <http://maxcls.ya.ru/replies.xml?item-no=369>
58. <http://www.guardian.co.uk/world/2010/mar/05/venezuela-lightning-el-nino>
59. Moore C B, Vonnegut B, in *Lightning* (Ed. R H Golde) (London: Academic Press, 1977) p. 51
60. Rycroft M et al. *Space Sci. Rev.* **137** 83 (2008)
61. Williams E *Atmos. Res.* **91** 140 (2009)
62. Smirnov B M *Cluster Processes in Gases and Plasmas* (Weinheim: Wiley-VCH, 2010)
63. Latham J, Stromberg I M, in *Lightning* (Ed. R H Golde) (London: Academic Press, 1977) p. 99
64. Childs W H J *Physical Constants: Selected for Students* (London: Chapman and Hall, 1972)
65. <http://photo-element.ru/ps/photo-of-lightning/photo-of-lightning.html>
66. Базелян Э М, Райзер Ю П *УФН* **170** 753 (2000); Bazelyan E M, Raizer Yu P *Phys. Usp.* **43** 701 (2000)
67. Bazelyan E M, Raizer Yu P *Lightning Physics and Lightning Protection* (Bristol: Institute of Physics Publ., 2000)
68. Базелян Э М, Райзер Ю П *Физика молнии и молниезащиты* (М.: Физматлит, 2001)
69. Райзер Ю П *Физика газового разряда* (Долгопрудный: Интеллект, 2009)
70. <http://en.wikipedia.org/wiki/Atmosphere-of-Earth>
71. <http://en.wikipedia.org/wiki/Properties-of-water>
72. <http://en.wikipedia.org/wiki/Troposphere>
73. Lide D R (Ed.) *Handbook of Chemistry and Physics* 86th ed. (London: CRC Press, 2003–2004)
74. Latham J, Mason B J *Proc. R. Soc. Lond. A* **260** 523 (1961)
75. Latham J, Mason B J *Proc. R. Soc. Lond. A* **260** 537 (1961)
76. Железняк А Х, Мнацаканян А Х, Сизых С В *ТВТ* **20** 423 (1982); Zheleznyak M B, Mnatsakanian A Kh, Sizykh S V *High Temp.* **20** 357 (1982)
77. Dehmer P M, Chupka W A *J. Chem. Phys.* **62** 4525 (1975)
78. Carter V L *J. Chem. Phys.* **56** 4195 (1972)
79. Liu N, Pasko V P *J. Geophys. Res.* **109** A04301 (2004)
80. Gutzow I, Schmelzer J *The Vitreous State: Thermodynamics, Structure, Rheology, and Crystallization* (Berlin: Springer, 1995)
81. Smirnov B M *Nanoclusters and Microparticles in Gases and Vapors* (Berlin: De Gruyter, 2012)
82. Ostwald W Z. *Phys. Chem.* **22** 289 (1897)
83. Ostwald W Z. *Phys. Chem.* **34** 495 (1900)
84. Warner J *Tellus* **7** 450 (1955)
85. Leaitch W R, Isaak G A *Atmosp. Environ.* **25** 601 (1991)
86. <http://en.wikipedia.org/wiki/Liquid-water-content>
87. Wigner E, Seitz F *Phys. Rev.* **46** 509 (1934)
88. Wigner E *Phys. Rev.* **46** 1002 (1934)
89. Smirnov B M *Clusters and Small Particles: in Gases and Plasmas* (New York: Springer, 2000)
90. Smirnov B M *Fundamentals of Ionized Gases* (Weinheim: Wiley, 2012)
91. Smirnov B M *Europhys. Lett.* **99** 13001 (2012)
92. Gaskell W et al. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **104** 460 (1978)
93. Christian H et al. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **106** 159 (1980)
94. Лифшиц И М, Слезов В В *ЖЭТФ* **35** 479 (1958); Lifshitz I M, Slezov V V *Sov. Phys. JETP* **8** 331 (1959)
95. Лифшиц Е М, Питаевский Л П *Физическая кинетика* (М.: Наука, 1979); Lifshitz E M, Pitaevskii L P *Physical Kinetics* (Oxford: Pergamon Press, 1981)
96. Лифшиц И М, Слезов В В *ФТТ* **1** 1401 (1959)
97. Lifshitz I M, Slyozov V V *J. Phys. Chem. Solids* **19** 35 (1961)
98. Слезов В В, Сагалович В В *УФН* **151** 67 (1987); Slezov V V, Sagalovich V V *Sov. Phys. Usp.* **30** 23 (1987)
99. Ino S *J. Phys. Soc. Jpn.* **27** 941 (1969)
100. Smolukowski M V *Z. Phys.* **17** 585 (1916)
101. Варгафтик Н Б *Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей* (М.: Энергоатомиздат, 1972); Vargaftik N B *Tables on the Thermophysical Properties of Liquids and Gases* (Washington: Hemisphere Publ. Corp., 1975)
102. <http://www.bugaga.ru/pictures/1146729812-oblaka-v-fotografyah.html>
103. <http://ru.fishki.net/picsw/042011/27/post/mir/mir-029.jpg>
104. <http://en.wikipedia.org/wiki/Thunderstorm>
105. Ландау Л Д, Лифшиц Е М *Механика сплошных сред* (М.: ГИТТЛ, 1954); Landau L D, Lifshitz E M *Fluid Mechanics* (London: Pergamon Press, 1959)
106. Batchelor G K *An Introduction to Fluid Dynamics* (Cambridge: Univ. Press, 1967)
107. Drazin P G, Reid W H *Hydrodynamic Stability* (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981)
108. Acheson D J *Elementary Fluid Dynamics* (Oxford: Oxford Univ. Press, 1990)
109. Крайнов В П *Качественные методы в физической кинетике и гидродинамике* (М.: Высшая школа, 1989); Krainov V P *Qualitative Methods in Physical Kinetics and Hydrodynamics* (New York: American Institute of Physics, 1992)
110. Chandrasekhar S *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability* (Oxford: Clarendon Press, 1961)
111. Koschmieder E L *Bénard Cells and Taylor Vortices* (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1993)
112. Getling A V *Rayleigh–Bénard Convection Structure and Dynamics* (Advanced Ser. in Nonlinear Dynamics, Vol. 11) (Singapore: World Scientific Publ., 1998)
113. Гершуни Г З, Жуховицкий Е М *Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости* (М.: Наука, 1972)
114. Lorenz E *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere* (Geneva: World Meteorological Organization, 1967)
115. Andrews D G, Holton J R, Leovy C B *Middle Atmosphere Dynamics* (Orlando: Academic Press, 1987)
116. Andrews D G *An Introduction to Atmospheric Physics* (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000)
117. Csanady G T *Turbulent Diffusion in the Environment* (Dordrecht: D. Reidel Publ. Co., 1973)
118. Tritton D J *Physical Fluid Dynamics* (Oxford: Clarendon Press, 1988)
119. <http://en.wikipedia.org/wiki/Rain>
120. <http://en.wikipedia.org/wiki/Convection>
121. Cotton W R, Anthes R A *Storm and Cloud Dynamics* (San Diego: Academic Press, 1989)
122. Emanuel K A *Atmospheric Convection* (New York: Oxford Univ. Press, 1994)

123. Houze R A (Jr.) *Cloud Dynamics* (San Diego: Academic Press, 1993)
124. Massey H *Negative Ions* (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1976)
125. Smirnov B M *Cluster Ions and Van der Waals Molecules* (Philadelphia: Gordon and Breach Sci. Publ., 1992)
126. Smirnov B M *Negative Ions* (New York: McGraw-Hill, 1982)
127. Einstein A *Ann. Physik* **17** 549 (1905)
128. Einstein A *Ann. Physik* **19** 371 (1906)
129. Einstein A *Z. Electrochem.* **14** 235 (1908)
130. Ellis H W et al. *Atom. Data Nucl. Data Tabl.* **17** 177 (1976)
131. Ellis H W et al. *Atom. Data Nucl. Data Tabl.* **22** 179 (1978)
132. Ellis H W et al. *Atom. Data Nucl. Data Tabl.* **31** 113 (1984)
133. Viehland L A, Mason E A *Atom. Data Nucl. Data Tabl.* **60** 37 (1995)
134. Neher H V *J. Geophys. Res.* **76** 1637 (1971)
135. Nicolet M *Planet. Space Sci.* **23** 637 (1975)
136. Krivolutsky A et al. *Phys. Chem. Earth* **27** 471 (2002)
137. Sayers J *Proc. R. Soc. Lond. A* **169** 83 (1938)
138. Mächler W Z. *Phys.* **104** 1 (1964)
139. Thomson J J *Philos. Mag.* **47** 334 (1924)
140. Langevin P *Ann. Chem. Phys.* **8** 245 (1905)
141. Ruderman M A, Chamberlain J W *Planet Space Sci.* **23** 247 (1975)
142. Stommel H J. *Meteor.* **4** 91 (1947)
143. Taylor B R, Baker M B *J. Atmos. Sci.* **48** 112 (1991)
144. Gregory D *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **127** 153 (2001)
145. Squires P *Tellus* **10** 256 (1958)
146. Heymsfield A J, Johnson P N, Dye J E *J. Atmos. Sci.* **35** 1689 (1978)
147. Heus T, Jonker H J J *J. Atmos. Sci.* **65** 1003 (2008)
148. Heus T et al. *J. Atmos. Sci.* **65** 2581 (2008)
149. Kyle T G, Sand W R *Science* **180** 1274 (1973)
150. Petrenko V F, Ryzhkin I A *J. Phys. Chem. B* **101** 6285 (1997)
151. Petrenko V F, Whitworth R W *Physics of Ice* (Oxford: Oxford Univ. Press, 1999)
152. Dash J G, Mason B L, Wettlaufer J S *J. Geophys. Res.* **106** 20395 (2001)
153. Nelson J, Baker M *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **3** 41 (2003)
154. Williams E R, Zhang R, Rydock J J. *Atmosph. Sci.* **48** 2195 (1991)
155. Dong Y, Yallett J J. *Geophys. Res.* **97** 20361 (1992)
156. Mason B L, Dash J G *J. Geophys. Res.* **105** 10185 (2000)
157. Berdeklis P, List R J. *Atmos. Sci.* **58** 2751 (2001)
158. Kuettner J P, Levin Z J. *Atmos. Sci.* **38** 2470 (1981)
159. Saunders C P R *J. Appl. Meteor.* **32** 642 (1993)
160. Marshall B J P, Latham J, Saunders C R R *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **104** 163 (1978)
161. Petrenko V F, Colbeck S C J. *Appl. Phys.* **77** 4518 (1995)
162. Saunders C P R et al. *Atmos. Res.* **58** 187 (2001)
163. Hallett J, Saunders C P R *J. Atmos. Sci.* **36** 2230 (1979)
164. Rydock J P, Williams E R *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **117** 409 (1991)
165. Ives R L J. *Franklin Inst.* **226** 691 (1938)
166. Имянитов И М *Электризация самолетов в облаках и осадках* (Л.: Гидрометеониздат, 1970)
167. MacGorman D R et al. *Bull. Am. Meteor. Soc.* **89** 997 (2008)
168. Френкель Я И *Теория явлений атмосферного электричества* (Л.- М.: Гостехиздат, 1949)
169. <http://en.wikipedia.org/wiki/water-vapor>
170. <http://news.nationalgeographic.com/news/2008/05/photogalleries/volcano-photos>
171. <http://www.theatlantic.com/infocus/2011/06/chiles-puyehue-volcano-erupts/10081/>
172. <http://en.wikipedia.org/wiki/St.-Elmo's-fire>

Electrical cycle in the Earth's atmosphere

B.M. Smirnov

*Joint Institute for High Temperatures, Russian Academy of Sciences,
ul. Izhorskaya 13/19, 125412 Moscow, Russian Federation
Tel./Fax +7 (499) 190 42 44
E-mail: bmsmirnov@gmail.com*

A qualitative physical picture of atmospheric electricity as a secondary phenomenon of atmospheric water circulation is presented using the key electric atmospheric processes, their average observed parameters and a detailed analysis of separate processes as the basis. The electric processes begin with the charging of aerosols at kilometer altitudes due to aerosols of different aggregate states colliding with one another. Atmospheric electric currents arise from the fall speed difference (in cumulus clouds) between mass-different positively and negatively charged aerosols, resulting in aerosols with a negative charge of, on average, $(25-30)e$ at the lower edge of a cloud. This creates an electric field between earth and the cloud, and the subsequent penetration of streams of warm wet air into the cloud causes the atmosphere to electrically breakdown thus producing lightning strokes. At the same time, these processes cause aerosols to grow and to fall down as rain onto earth. Processes in atmospheric air, including those involving aerosols, electrons and ions, provide a unified physical picture of electric phenomena in the terrestrial atmosphere.

PACS numbers: 92.60.Bh, 92.60.Mt, 92.60.Pw

DOI: 10.3367/UFNr.0184.201411a.1153

Bibliography — 173 references

Received 20 January 2014, revised 28 June 2014

Uspekhi Fizicheskikh Nauk **184** (11) 1153–1176 (2014)

Physics–Uspekhi **57** (11) (2014)