



ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ РАБОТЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЦЕПИ НА СТРУКТУРУ ОБЛАКОВ И ИХ ПРОЗРАЧНОСТЬ В УСЛОВИЯХ СУМЕРЕК

Ю.Е. Беликов, С.В. Дышлевский, А.Ю. Репин

Выдвинуто и обосновано предположение о том, что стимулированное образование мелких аэрозольных частиц на верхней горизонтальной границе облаков в результате работы глобальной электрической цепи может приводить к увеличению прозрачности облаков в условиях сумерек.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: ГЛОБАЛЬНАЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ЦЕПЬ, СТРУКТУРА ОБЛАКОВ, ПРОПУСКАНИЕ СВЕТА ОБЛАКАМИ

ВВЕДЕНИЕ

Изменение облачного покрытия существенным образом меняет освещенность земной поверхности солнечным светом, и поэтому долговременные тренды облачности могут влиять на климат Земли. Согласно гипотезе развитой и обсуждаемой в ряде работ [Svensmark and Friis-Christensen, 1997; Marsh and Svensmark, 2000a; Marsh and Svensmark, 2000b; Kristjánsson and Kristiansen, 2000; Веретененко и Огурцов, 2015] на формирование облачности может влиять образование ионов в атмосфере под действием космических лучей.

Образование частиц облаков на основе заряженных частиц и ионных кластеров проходит намного эффективней, чем на обычных ядрах конденсации [Lapshin, et al., 2002; Nadykto et al., 2003; Nielsen et al., 2011; Belikov and Nikolayshvili, 2016]. Однако основной максимум ионообразования под действием космических лучей приходится на высоты $\sim 15-20$ км [Usoskin et al., 2010]. Равновесная концентрация ионов составляет в максимуме $\sim 10^3$ ионов/см³. Скорость образования ионов на высотах нижней тропосферы особенно в средних и высоких широтах крайне низка [Usoskin et al., 2010].

Главным механизмом, за счет которого ионы могут попадать в нижнюю тропосферу является работа глобальной электрической цепи. Работа глобальной электрической цепи рассматривалась в целом ряде работ [Bering, 1995; Harrison and Carslaw, 2003; Williams, 2009; Mareev, 2010; Srivastava and Tripathi, 2010; Беликов и Николайшвили, 2015; Belikov and Nikolayshvili, 2016]. Одним из важных результатов этой работы является накопление заряженных частиц на горизонтальных границах облаков: отрицательно заряженных частиц на нижней границе облаков и положительно заряженных частиц на верхней границе, что стимулирует образование ионных кластеров и мелких частиц на этих границах.

Рассмотрим основные принципы работы глобальной электрической цепи, а также механизм накопления заряда и образование мелкодисперсной фракции частиц на горизонтальных границах облаков. Накопление заряженных частиц на границах облаков является следствием существования небольших токов в атмосфере ~ 2 пА/м² [Harrison and Carslaw, 2003], которые возникают из-за наличия разности потенциалов между ионосферой и поверхностью Земли. Сверху вниз двигаются положительно заряженные частицы, а снизу вверх отрицательно заряженные. При этом атмосфера квазинейтральна.

Появление облаков означает, что внутри них существуют условия для образования относительно крупных частиц. Заряженные частицы эффективно прилипают к частицам облаков и подвижность этих уже заряженных частиц облаков уменьшаются внутри облака. Это приводит к уменьшению электрического тока внутри облака и, как результат, к накоплению на границах облаков заряженных частиц, в основном ионных кластеров и мелких заряженных частиц, поскольку вне облаков электрический ток более сильный, чем внутри них.

Накопление разноименных зарядов на горизонтальных границах облаков увеличивает токи внутри облака за счет дополнительного потенциала, создаваемого разноименными зарядами на границах облака. Накопление заряда прекращается, когда токи внутри и вне облака сравниваются. Более подробно работа глобальной электрической цепи рассмотрена в работе [Belikov and Nikolayshvili, 2016].

Облако, исключая его горизонтальные границы, в целом квазинейтрально, и поэтому при столкновении заряженных частиц внутри облака происходит частичная нейтрализация заряда частиц. В то же время, существование избытка одноименных зарядов на границах облаков позволяет эффективно образовывать именно мелкие частицы, т.к. условия для конденсационного роста частиц на краю облака хуже, чем внутри облака.

Таким образом, анализ показывает, что рост облака за счет ионных кластеров и заряженных частиц происходит по всей вероятности в основном на его горизонтальных границах, где существует избыток одноименно заряженных частиц. Это способствует появлению относительно мелкой фракции аэрозоля на этих границах. При изменении солнечной активности варьируется скорость образования ионов, усиливаются токи в атмосфере, а значит и изменяется заряд на границах облачности. Так, при уменьшении солнечной активности заряд должен возрасти на границах облаков из-за усиления действия космических лучей [Lu, 2015; Nicoll and Harrison 2010], что в свою очередь должно приводить к возрастанию мелкодисперсной фракции частиц на границах облаков.

Появление мелкодисперсной фракции над верхней границей облаков может существенным образом повлиять на пропускание облаками солнечного излучения в сумеречных условиях [Беликов и др., 2017; Беликов и др., 2018с]. Этот механизм может оказаться важным звеном в изменении климата Арктики.

В работах [Беликов и др., 2018а; Беликов и др., 2018b; Беликов и др., 2018с] показана возможная роль заряженных частиц в образовании тонких облаков в верхней тропосфере и стратосфере, которые в условиях Арктики могут увеличить пропускание солнечного света при определенных условиях. При этом вероятность образования этих облаков в различных регионах Арктики зависит как от положения магнитного полюса, так и от солнечной активности [Беликов и др., 2018а; Беликов и др., 2018b; Беликов и др., 2018с].

Рассматриваемый механизм стимулированного образования мелкодисперсной фракции аэрозолей при участии работы глобальной электрической цепи может дополнить и уточнить роль заряженных частиц в климатических моделях Арктики.

1. ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАРЯДА НА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ГРАНИЦАХ ОБЛАКОВ

Существует целый ряд измерений распределения частиц по размерам внутри облака [Мак-Картни, 1979]. Однако экспериментальных работ, где измерялся бы одновременно заряд и распределения частиц по размерам на краю облака, не так много. Рассмотрим одну из таких работ [Nicoll and Harrison, 2010].

В самолетном эксперименте 18 февраля 2009 г. [Nicoll and Harrison, 2010], проведенном над территорией Англии (50.95°N, 2.63°W) примерно в 1200 UTC были выполнены измерения размера капель на нижнем крае слоистых облаков (рис. 1). Чуть позже (в 1520 UTC) был запущен радиозондиозонд, с помощью которого определялся пространственный заряд на нижнем крае близко расположенных слоистых облаков (рис. 1). С помощью радаров контролировалась метеорологическая ситуация и положение облачности в районе эксперимента. Определение размера частиц осуществлялось с помощью специального прибора [Nicoll and Harrison, 2010], монтирующегося на крыле самолета, который позволяет измерять диаметр капель в пределах 1-50 мкм. Для определения пространственного заряда использовался специальный детектор заряда используемый на аэростатах для измерения заряда на краю облака.

На рисунке 1 разноцветными точками показаны диапазоны размеров (диаметров) частиц облаков на нижнем крае облака на высотах ~ 3.2 - 3.5 км. Как видно из этого рисунка, с уменьшением высоты уменьшается как концентрация капель, так и их размеры за исключением нескольких точек фиолетового цвета, что соответствует размеру частиц диаметром $d > 20$ мкм. Если внутри облака на высотах, больших примерно 3.4 км диаметр капель лежит в пределах $15 \text{ мкм} < d < 20 \text{ мкм}$, то на краю облака их размер в основном постепенно уменьшается до величин $d < 5$ мкм. Уменьшение концентрации и размеров частиц существует не только на нижнем, но и на верхнем крае облаков и аэрозольных слоев.

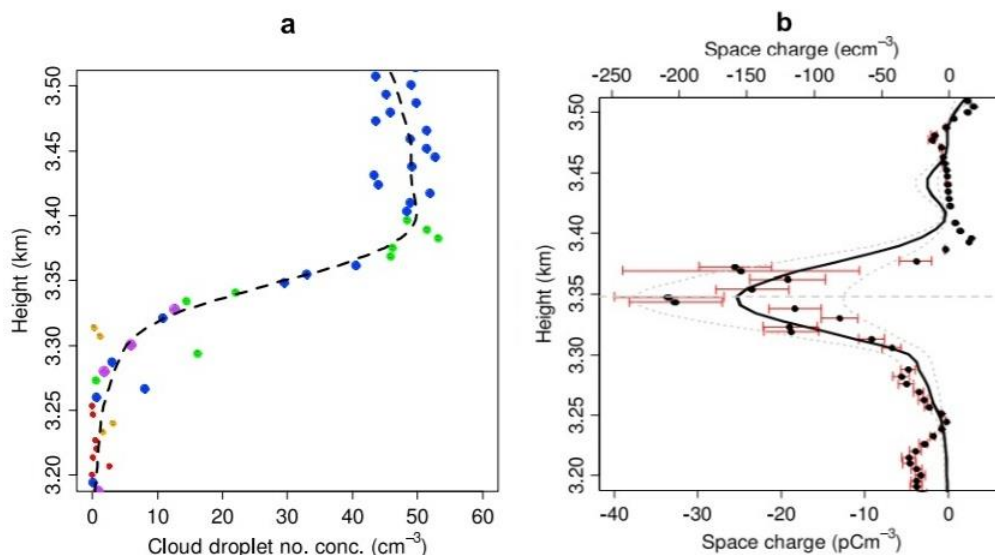


Рис. 1. (a) Вертикальный профиль концентрации облачных капель согласно самолетным измерениям [Nicol and Harrison, 2010], различным цветом отмечены размеры измеренных капель: красные точки соответствуют размеру капель с диаметром $d < 5$ мкм, оранжевые $5 \text{ мкм} < d < 10$ мкм, зеленые $10 \text{ мкм} < d < 15$ мкм, синие $15 \text{ мкм} < d < 20$ мкм и пурпурные $d > 20$ мкм. Штриховой линией показана интерполяция данных измерений с помощью сплайна. (b) Вертикальные профили пространственного заряда на краю облака, измеренного с помощью радиозонда (черные точки) согласно [Nicol and Harrison, 2010], и полученного на основании теоретических расчетов при атмосферном токе 2 пА/м^2 (сплошная линия), а также при токах 1 пА/м^2 и 3 пА/м^2 (серые пунктирные линии). Высота максимального заряда отмечена горизонтальной серой линией. Измерения выполнены 18 февраля 2009 года на нижнем крае слоистой облачности (см. текст).

К сожалению из данного эксперимента невозможно восстановить распределение по размерам частиц субмикронной фракции; в эксперименте также не измерялась концентрация ядер конденсации. Анализ самолетных измерений в эксперименте SOLVE (<http://espoarchive.nasa.gov/archive/arcs/solve/data/>), а также в аэростатных экспериментах в Арктике [Hofmann et al., 1989; Hofmann, 1990] показывает, что в верхней тропосфере и стратосфере на горизонтальных границах аэрозольных слоев и полярных стратосферных облаков наблюдается повышенная концентрация ядер конденсации. Согласно работам [Беликов и Николайшвили, 2015; Belikov and Nikolayshvili, 2016] это является следствием работы глобальной электрической цепи и большинство ядер конденсации являются ионными кластерами, что подтверждается прямыми измерениями заряженных частиц в стратосфере и верхней тропосфере [Renard et al., 2013].

Предварительный анализ эксперимента SOLVE также показывает уменьшение количества и размеров частиц близи горизонтальных границ рассеивающих слоев по сравнению с концентрацией и размерами частиц внутри облака. Таким образом, над верхней и нижней границами аэрозольных слоев в стратосфере и верхней тропосфере существует относительно мелкая фракция частиц, которая может влиять на перенос излучения в атмосфере, особенно в сумеречных условиях. Анализ размеров и концентрации частиц, а также их оптических характеристик на краю облаков и аэрозольных слоев будет продолжен.

2. ОСОБЕННОСТИ ПРОПУСКАНИЯ ИЗЛУЧЕНИЯ ОБЛАКАМИ В СУМЕРЕЧНЫХ УСЛОВИЯХ

В предыдущем разделе было показано, что в результате работы глобальной электрической цепи на горизонтальных границах облаков образуются фактически слои небольшой оптической толщины, состоящие из более мелких частиц по сравнению с частицами внутри облака или аэрозольного слоя. Анализ показывает, что основное влияние на перенос излучения оказывает верхний слой мелких частиц. Рассмотрим каким образом наличие слоя небольшой оптической толщины на верхней границе облака, состоящее из относительно более мелких частиц влияет на перенос солнечного излучения к поверхности Земли в сумеречных условиях.

Рассмотрим две рассеивающие среды (рис.1), одна из которых, расположенная сверху, имеет небольшую оптическую толщину и состоит из относительно мелких частиц, а вторая, расположенная снизу, является оптически плотной средой, состоящей из крупных частиц. В работах [Беликов и др., 2017; Беликов и др., 2018с] было впервые показано, что пропускание солнечного света такой двухслойной средой может возрасти по сравнению с пропусканием света только нижним слоем в сумеречных условиях.

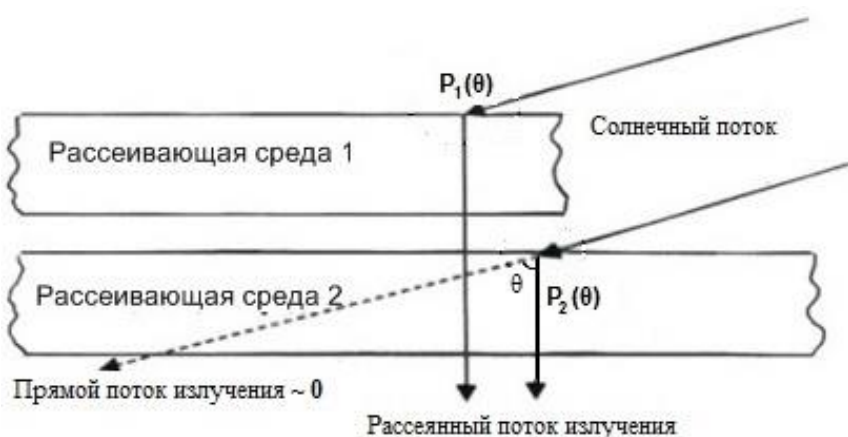


Рис.2. Сравнение пропускания солнечного света однослойной и двухслойной рассеивающей средой в сумеречных условиях. Индикатриса рассеяния верхнего слоя с небольшой оптической толщиной $P_1(\theta)$, а индикатриса рассеяния нижнего, оптически плотного слоя, $P_2(\theta)$, θ – угол рассеяния. Несмотря на то, что оптическая толщина двухслойной атмосферы больше однослойной, поток излучения на поверхности может быть больше в случае двухслойной атмосферы из-за индикатрисного эффекта (см. текст). Рисунок заимствован из работы [Беликов et al., 2018с].

В работах [Беликов и др., 2017; Беликов и др., 2018с] рассматривался подробно только случай, когда верхний слой состоял из очень мелких частиц, которые рассеивают по закону Рэля, а нижний оптически плотный слой состоял из частиц размером несколько микрон. При этом на основе решения уравнения переноса излучения было показано, что как в однократном приближении, так и с учетом многократно рассеянного излучения, пропускание двухслойной системы при определенных условиях возрастает по сравнению с пропусканием одного слоя.

Анализ показывает, что необходимым условием того, чтобы пропускание двухслойной системы было больше однослойной является выполнение указанного условия в приближении однократного рассеяния. Дело в том, что основным механизмом увеличения пропускания двухслойной среды по сравнению с однослойной является индикатрисный эффект. Верхняя среда, состоящая из более мелких частиц в условиях сумерек гораздо более эффективно рассеивает в надир к поверхности земли, чем рассеивающая среда, состоящая из более крупных частиц. Поэтому формирование вторичных источников рассеяния, а в дальнейшем и источников большей кратности, может происходить на больших оптических глубинах в

случае двухслойной среды по сравнению с однослойной, что позволяет излучению эффективней проникать к поверхности Земли.

Как показывает анализ, основными факторами, определяющими пропускание двухслойной среды являются соотношение индикатрис двух сред и оптическая толщина верхнего слоя. От этих факторов во многом зависит увеличится ли пропускание двухслойной среды по сравнению с однослойной. Однако необходимым условием для увеличения пропускания, как уже говорилось, является увеличение потоков излучения в однократном приближении, возможно это условие является и достаточным.

Поэтому были бы очень полезны указанные оценки потоков в однократном приближении как своеобразный тест. По этому тесту можно было бы судить о возможности увеличения пропускания солнечного света двухслойной средой по сравнению с однослойной в условиях сумерек при различных оптических параметрах рассеивающих слоев.

Рассмотрим перенос излучения в однослойной и двухслойной атмосфере в однократном приближении. Согласно [Чемберлен, 1981] интенсивность однократно рассеянного солнечного излучения I_1 , проходящего через слой излучения, определяется следующей формулой:

$$I_0 = \frac{F_0 \sec Z}{4\pi(\sec Z_0 - \sec Z)} \left(e^{-\tau \sec Z} - e^{-\tau \sec Z_0} \right) P_1(\theta) \quad (1)$$

Здесь: F_0 – падающий поток солнечного излучения на внешней границе атмосферы, Z_0 – зенитный угол Солнца, Z – зенитный угол наблюдения, θ – угол рассеяния, $P(\theta)$ – индикатриса рассеяния,

τ – оптическая толщина рассеивающего слоя.

Если оптическая толщина слоя достаточно велика ~ 10 и более, то интенсивностью прямого излучения в условиях сумерек можно пренебречь, и поток излучения на поверхности Земли определяется рассеянным излучением. При этом доля излучения, прошедшего через слой, наиболее велика в направлении надира или если наблюдение ведется с поверхности Земли, то интенсивность рассеянного излучения максимальна в направлении зенита (эффект колодца).

Этот результат можно получить из формулы (1) наряду с ограничениями на входные параметры оптической толщины слоя, зенитного угла Солнца и индикатрисы рассеяния при которых указанный эффект наблюдается. Согласно (1) при наблюдении в зенит интенсивность проходящего слой излучения I_0 можно представить как:

$$I_0 = \frac{F_0}{4\pi(\sec Z_0 - 1)} \left(e^{-\tau} - e^{-\tau \sec Z_0} \right) P_1(Z_0) \quad (2)$$

Поэтому поток излучения, который достигает поверхности Земли, для однослойной и двухслойной атмосферы можно соответственно представить приближенно как:

$$F_2 = I_2(0^\circ) \Delta \Omega''_{\text{eff.}}$$

$$F_{1+2} = I_{1+2}(0^\circ) \Delta \Omega'_{\text{eff.}}$$

Здесь F_2 и F_{1+2} — потоки рассеянного излучения на поверхности Земли при наличии только второго рассеивающего слоя и двух слоев, соответственно, а $I_2(0^\circ)$ и $I_{1+2}(0^\circ)$ — соответствующие интенсивности рассеянного излучения при наблюдении с поверхности Земли в зенит (рис. 2). При этом $\Omega''_{\text{eff.}}$ и $\Omega'_{\text{eff.}}$ представляют собой некоторые эффективные телесные углы, при которых произведение этих телесных углов на соответствующие интенсивности зенитного излучения совпадают с потоками излучения на поверхности Земли F_2 и F_{1+2} . Чем больше оптическая толщина τ_2 при фиксированной толщине τ_1 , тем очевидно меньше рассматриваемые эффективные телесные углы.

Отношение величин рассматриваемых потоков излучения можно представить следующим образом:

$$F_{1+2}/F_2 = \left[I_{1+2}(0^\circ)/I_2(0^\circ) \right] * K, \quad K = \Delta\Omega'_{\text{eff}}/\Delta\Omega''_{\text{eff}}$$

Учитывая, что оптическая толщина второго слоя по предположению много больше толщины второго слоя, т.е. $\tau_2 \gg \tau_1$, то $\Delta\Omega'_{\text{eff}} \approx \Delta\Omega''_{\text{eff}}$ и соответственно $K \approx 1$.

Таким образом для того, чтобы оценить соотношение рассматриваемых потоков излучения, достаточно определить отношение интенсивностей излучения в направлении зенита. Отношение этих интенсивностей можно определить исходя их уравнения (2), а также используя закон Бугера:

$$\frac{I_{1+2}(0^\circ)}{I_1(0^\circ)} = \frac{e^{-\tau_1 \sec Z_0} (e^{-\tau_2} - e^{-\tau_2 \sec Z_0}) P_2(Z_0) + e^{-\tau_2} (e^{-\tau_1} - e^{-\tau_1 \sec Z_0}) P_1(Z_0)}{(e^{-\tau_2} - e^{-\tau_2 \sec Z_0}) P_2(Z_0)} \quad (3)$$

Если предположить, что $\exp(-\tau_2) \gg \exp(-\tau_2 \sec Z_0)$ и $\exp(-\tau_1) \gg \exp(-\tau_1 \sec Z_0)$, то рассматриваемое соотношение можно представить следующим образом:

$$\frac{I_{1+2}(0^\circ)}{I_1(0^\circ)} = e^{-\tau_1} \frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)} \quad (4)$$

Как видно из формулы (4), при указанных выше условиях, увеличение оптической толщины верхнего слоя приводит к экспоненциальному уменьшению отношения соответствующих интенсивностей и потоков излучения на поверхности. В то же время отношение индикатрис рассеяния $P_1(Z_0)/P_2(Z_0)$ может достигать нескольких порядков величины при сильном различии размеров и других оптических параметров двух рассеивающих слоев.

Однако при достаточно малых τ_1 условие $\exp(-\tau_1) \gg \exp(-\tau_1 \sec Z_0)$ может не выполняться, и выражение (4) становится несправедливым. В этом случае из формулы (3) можно получить следующее соотношение между потоками при условии, что $\exp(-\tau_2) \gg \exp(-\tau_2 \sec Z_0)$:

$$\frac{I_{1+2}(0^\circ)}{I_1(0^\circ)} = e^{-\tau_1 \sec Z_0} + (e^{-\tau_1} - e^{-\tau_1 \sec Z_0}) \frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)} \quad (5)$$

Из формулы (5) следует, что при очень малых τ_1 отношение рассматриваемых интенсивностей и соответственно потоков излучения можно представить как:

$$\frac{I_{1+2}(0^\circ)}{I_1(0^\circ)} = 1 + \tau_1 \sec Z_0 \left(\frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)} - 1 \right) \quad (6)$$

Из формулы (6) следует важный результат, а именно: отношение интенсивностей $I_2(0^\circ)/I_{1+2}(0^\circ)$, а, значит, и отношение потоков излучения F_2/F_{1+2} всегда больше единицы независимо от τ_1 , и эти отношения растут с увеличением оптической толщины верхнего слоя τ_1 при условии $P_1(Z_0) > P_2(Z_0)$. Правда, это справедливо для очень малых оптических толщин τ_1 .

Ранее отмечалось, что рост облака за счет заряженных частиц происходит, по всей вероятности, в основном на его горизонтальных границах, в том числе, и на нижней границе. Возможен также и некоторый рост облака за счет диффузии заряженных частиц с краев к центру облака. Поэтому рассмотрим случай, когда наряду с увеличением оптической толщины облака на верхней горизонтальной границе увеличивается оптическая толщина основного облака на величину $\Delta\tau$. Анализ показывает, что формула (4) преобразуется в этом случае следующим образом:

$$\frac{I_{1+2}(0^\circ)}{I_1(0^\circ)} = e^{-(\tau_1 + \Delta\tau)} \frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)} \quad (7)$$

Для очень малых τ_1 отношение рассматриваемых интенсивностей и потоков можно выразить следующим образом:

$$\frac{I_{1+2}(0^\circ)}{I_1(0^\circ)} = e^{-\Delta\tau} \left[1 + \tau_1 \sec Z_0 \left(\frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)} - 1 \right) \right] \quad (8)$$

Таким образом, если отношение индикатрис рассеяния $P_1(Z_0)/P_2(Z_0)$ достаточно велико, а оно как уже отмечалось, может достигать нескольких порядков величины, то потоки излучения на поверхности Земли могут увеличиться несмотря на увеличение оптической толщины облака как за счет верхней его части на краю облака на величину τ_1 , так и за счет роста основной части облака на величину $\Delta\tau$.

Если включить в рассмотрение модели облака и третий нижний пограничный слой, состоящий также, как и верхний слой из относительно мелких частиц (рис. 1), то следует отметить следующее. В приближении однократного рассеяния формула (8) дает верхний предел для отношения потоков на поверхности при прохождении светом трехслойной системы, в которой рост оптической толщины облака $\Delta\tau$ частично происходит и за счет нижнего пограничного слоя. Это является следствием того, факта, что нижний пограничный слой более эффективно рассеивает солнечное излучение к поверхности Земли, чем основная часть облака за счет индикатрисного эффекта.

Аналитические формулы для интенсивностей и потоков проходящего излучения через слои различной конфигурации получены в приближении однократного рассеяния. Однако, как уже отмечалось, они могут служить своеобразным тестом для оценки возможности увеличения пропускания солнечного света к поверхности Земли при изменении структуры облачности под действием работы глобальной электрической цепи, а также при появлении тонких аэрозольных или облачных слоев над более оптически плотной облачностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ известных работ показывает, что в результате работы глобальной электроической цепи на верхней и нижней границе облаков накапливаются одноименно заряженные ионные кластеры, которые способствуют образованию на этих границах мелкодисперсной фракции частиц. Выдвинуто и обосновано предположение о том, что стимулированное образование относительно мелких аэрозольных частиц на верхней горизонтальной границе облаков в результате работы глобальной электрической цепи может приводить к увеличению прозрачности облаков в условиях сумерек. Это необходимо учитывать при моделировании климата, особенно в полярных регионах с долгими сумерками. При этом прозрачность облаков будет зависеть от солнечной активности, поскольку скорость образования ионов коррелирует с солнечной активностью.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант №18-05-00812-а.

ЛИТЕРАТУРА

- Беликов Ю.Е., Николайшвили С.Ш. Озоновые дыры: новый взгляд // Земля и Вселенная, 2015, № 2, с. 27-39.
- Беликов Ю.Е., Буров В.А., Котонаева Н.Г., Лапшин В.Б. Сумеречный эффект влияния тонких высоких облаков и аэрозольных слоев на прозрачность атмосферы и климат // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД – 2017), 27—30 июня 2017 г. С.Петербург – Петродворец, Тезисы докладов, с. 175-177, <http://www.rtc.phys.spbu.ru/msard17/thesis.pdf>
- Беликов Ю.Е., Буров В.А., Дышлевский С.В., Котонаева Н.Г., Лапшин В.Б., Репин А.Ю. Возможная связь движения магнитного полюса и изменения солнечной активности с климатом Арктики, 2018а. Часть 1. Гелиогеофизические исследования, выпуск 19, 1-14.
- Беликов Ю.Е., Буров В.А., Дышлевский С.В., Котонаева Н.Г., Лапшин В.Б., Репин А.Ю. Возможная связь движения магнитного полюса и изменения солнечной активности с климатом Арктики, 2018b. Часть 2. Гелиогеофизические исследования, выпуск 19, 15-24.
- Беликов Ю.Е., Буров В.А., Дышлевский С.В., Котонаева Н.Г., Лапшин В.Б., Репин А.Ю. Возможная связь движения магнитного полюса и изменения солнечной активности с климатом Арктики, 2018с. Часть 3. Гелиогеофизические исследования, выпуск 19, 25-31.
- Веретененко С.В., Огурцов М.Г. О возможных причинах нарушения корреляционных связей между состоянием облачности и потоками галактических космических лучей // Известия РАН, Серия физическая, 2015, том 79, № 5, с. 750–752.
- Мак-Картни Э. Оптика атмосферы // М: Мир, 1979. – 421 с.
- Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер // М: Мир, 1981. – 352 с.
- Belikov Yu.E. and Nikolayshvili S. Sh. The Role of the Dipole Interaction of Molecules with Charged Particles in the Polar Stratosphere // Journal of Earth Science and Engineering, 2016, v. 6, p. 115-149, <http://davidpublisher.org/index.php/Home/Article/index?id=26172.html>
- Bering E. A. The Global Circuit: Global Thermometer, Weather By-product or Climatic Modulator // Rev. Geophys., Supplement, 1995, p. 845—862.
- Harrison R.G.; Alpin K.L. Atmospheric condensation nuclei formation and high-energy radiation // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2001, v. 63, p. 1811 – 1819.
- Harrison R. G., Carslaw K. S. Ion-Aerosol-Cloud Processes in the Lower Atmosphere // Review of Geophysics, 2003, No. 41 (3), p. 1012.
- Hofmann D. J. et al. Stratospheric Clouds and Ozone Depletion in the Arctic during January 1989 // Nature, 1989, v. 340, p. 117-121.
- Hofmann D. J. Measurement of the Concentration Nuclei Profile to 31 km in the Arctic in January and Comparison with Antarctic Measurements // Geophys. Res. Lett., 1990, v. 17 (4), p. 357-360.
- Kristjánsson, J. E., Kristiansen J. Is there a cosmic ray signal in recent variations in global cloudiness and cloud radiative forcing? // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, p. 11851-11863.
- Lapshin V. B., Yablokov M. Y., Palei A. A. Vapor Pressure over a Charged Drop // Russian J. Phys. Chem., 2002, v. 76, p. 1727–1729.
- Lu Q. B. New Theories and Predictions on the Ozone Hole and Climate Change // World Scientific Publishing Co., 2015. – 285 pp.
- Mareev E. A. 2010. “Global Electric Circuit Research: Achievements and Prospects // 2010, Phys. Usp., v. 53, p. 504—511.
- Marsh N., Svensmark H. Cosmic rays, clouds, and climate // Space Sci. Rev., v. 94, p. 215—230 (2000a).
- Marsh, N., Svensmark H. Low Cloud Properties influenced by Cosmic Rays // Phys. Rev. Lett., 85, 5004-5007 (2000b).
- Nadykto A. B., Makela J. M., Fangqun Yu, Kulmala M., Laaksonen, A. Comparison of the Experimental Mobility Equivalent Diameter for Small Cluster Ions with Theoretical Particle Diameter Corrected by Effect of Vapour Polarity // Chemical Physics Letters, 2003, v. 382, p. 6-11.
- Nielsen J. K., Maus C., Rzesanke D., T. Leisner T. Charge induced stability of water droplets in subsaturated environment // Atmos. Chem. Phys., 2011, v. 11, p. 2031–2037.

- Nicoll, K. A., and Harrison, R. G. 2010. “Experimental Determination of Layer Cloud Edge Charging from Cosmic Ray Ionisation // *Geophysical Research Letters*, 2010, v. 37, L13802.
- Renard, J. B., Tripathi, S. N., Michael, M. et al. In Situ Detection of Electrified Aerosols in the Upper Troposphere and Stratosphere // 2013, *Atmos. Chem. Phys.*, v. 13, pp. 1—8.
- Svensmark H. Influence of cosmic rays on climate // *Phys. Rev. Lett.*, 1998, v.81, p. 5027.
- Svensmark H., Friis-Christensen E. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—A missing link in solar-climate relationships // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1997, 59, p. 1225.
- Usoskin I. G., Kovaltsov G. A., Mironova I. A.: Cosmic ray induced ionization model CRAC:CRII: An extension to the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.*, 2010, 115, D10302, doi:10.1029/2009JD013142.
- Williams E. R. 2009. “The Global Electrical Circuit: A Review // *Atmospheric Research*, 2009, v. 91, pp. 140-152.

POSSIBLE EFFECT OF THE GLOBAL ELECTRIC CIRCUIT WORK ON THE CLOUDS STRUCTURE AND THEIR TRANSPARENCY UNDER TWILIGHT CONDITIONS

Yu.E. Belikov, S.V. Dyshlevsky, and A.Yu. Repin

A hypothesis was proposed and the scientific credence for it was given that the stimulated formation of small aerosol particles at the upper horizontal boundary of clouds as a result of the global electric circuit work can give rise to the clouds transparency increase in the twilight conditions.

KEYWORDS: GLOBAL ELECTRIC CIRCUIT, CLOUD STRUCTURE, LIGHT TRANSMISSION BY CLOUD