

# Влияние высоких тонких облаков и аэрозольных слоев на перенос солнечного излучения к поверхности Земли в условиях сумерек

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

*Институт прикладной геофизики им. Е.К. Федорова  
129128, г. Москва, ул. Ростокинская, 9*

Поступила в редакцию 13.05.2019 г.

Рассмотрено влияние тонких облаков и аэрозольных слоев в верхней тропосфере и стратосфере на пропускание солнечного света тропосферной облачностью в сумеречных условиях. Предложена упрощенная модель переноса излучения в видимой и ближней ИК-областях спектра при различных значениях альбедо однократного рассеяния в нижней тропосфере. Получены аналитические формулы, показывающие, что в условиях сумерек пропускание солнечного света тропосферными облаками может увеличиться при появлении над ними тонких облаков и аэрозольных слоев. По предположению авторов этот эффект может играть ключевую роль в климатических изменениях в Арктике.

*Ключевые слова:* аэрозоли, облачные слои, индикатриса рассеяния, сумеречный эффект рассеяния, климат Арктики, климатические изменения; aerosols, cloud layers, scattering phase function, twilight scattering effect, Arctic climate, climatic change.

## Введение

Облачность оказывает значительное влияние на поток солнечного излучения, падающего на поверхность Земли, и, следовательно, на климат Земли. Наряду с облачностью в нижней тропосфере, в атмосфере наблюдаются оптически менее плотные и состоящие из более мелких частиц перистые облака, полярные стратосферные облака, а также аэрозоль в верхней тропосфере и стратосфере [1–4]. Галактические космические лучи существенно влияют на образование этих облаков и аэрозольных слоев [5–7]. Несмотря на небольшую плотность рассеивающих слоев, будучи расположенными над поглощающей средой или над оптически плотной облачностью, они могут увеличивать поток излучения к поверхности Земли в условиях сумерек [8–11]. При этом сильно ослабляется прямой поток солнечного излучения, и основной поток, который достигает поверхности Земли, — это рассеянное излучение.

Подобный сумеречный эффект, который заключается в увеличении потока рассеянного излучения к земной поверхности тонкими облаками и аэрозольными слоями, играет большую роль в Арктике [8–11], где преобладают сумеречные условия, а доля облачных дней от общего количества дней года составляет в среднем 70–80% [12, 13].

Впервые сумеречный эффект рассеяния был описан в работах [14, 15], где моделировалось влияние извержения вулкана Эль-Чичон (1982 г.) на потоки УФ-излучения. Неожиданным результатом стало уве-

личение потока излучения в области спектра ~290 нм. Объяснение и уточнение сумеречного эффекта в УФ-области спектра были сделаны в [16–19].

Следует ожидать возникновения сумеречного эффекта и в ближней ИК-области спектра в полосах поглощения водяного пара, CO<sub>2</sub> и других атмосферных газов. Вне этих сильных полос поглощения сумеречный эффект усиления потока излучения к поверхности может проявляться при появлении тонких рассеивающих слоев над оптически плотной облачностью [8–11]. Важность изучения сумеречного эффекта в ближнем ИК-диапазоне связана с тем, что поглощение излучения льдом и водой происходит в основном в этой области спектра [20].

Сумеречный эффект в видимой и ближней ИК-областях спектра был впервые рассмотрен авторами [8–11], показавшими, что распределение заряженных частиц в арктической атмосфере, которые влияют на образование тонких высоких облаков и аэрозольных слоев, зависит от положения северного магнитного полюса Земли и солнечной активности.

## 1. Сумеречный эффект при наличии тонких высоких облаков и аэрозольных слоев

На рис. 1 [10, 11] приведена схема, поясняющая сумеречный эффект увеличения потока излучения к поверхности Земли, создаваемый оптически тонкой рассеивающей средой. На этой схеме рассмотрены два случая. В первом тонкий рассеивающий слой расположен над оптически плотной поглощающей средой (рис. 1, а), что соответствует условиям переноса излучения в сильных линиях

\* Юрий Евгеньевич Беликов (yury\_belikov@mail.ru); Сергей Викторович Дышлевский (sergiodd@mail.ru); Андрей Юрьевич Репин (director@ipg.geospace.ru).

поглощения; это могут быть полосы поглощения  $O_3$  в УФ-области спектра или полосы поглощения  $H_2O$ ,  $CO_2$  и других атмосферных газов в ближней ИК-области. Во втором случае над плотной рассеивающей средой – тропосферными облаками – расположен оптически тонкий слой (рис. 1, б). Верхний слой состоит из более мелких частиц по сравнению с крупными частицами тропосферных облаков, а нижний слой может быть одновременно поглощающим и рассеивающим.

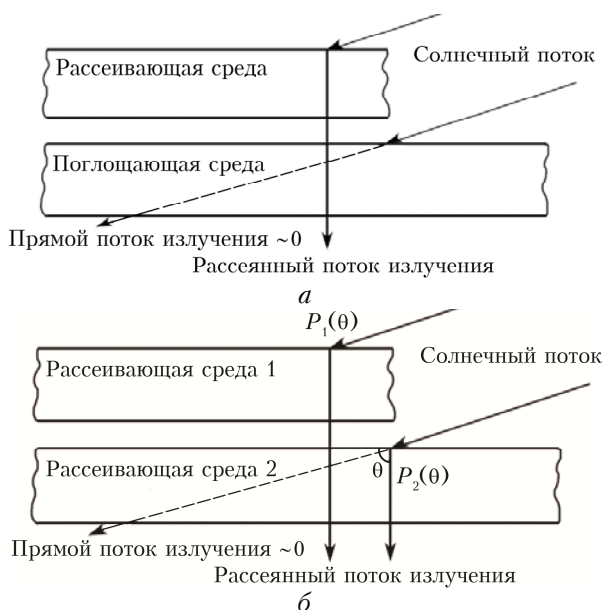


Рис. 1. Принцип увеличения потока солнечного излучения к земной поверхности в условиях сумерек (пояснения в тексте): а – оптически тонкий рассеивающий слой находится над поглощающей средой; б – оптически тонкий рассеивающий слой находится над оптически более плотной рассеивающей средой – тропосферными облаками ( $\theta$  – угол рассеяния)

При достаточно больших зенитных углах прямой поток излучения сильно ослабляется и практически не доходит до земной поверхности. Появление оптически тонкого рассеивающего слоя над плотной поглощающей средой позволяет рассеянному излучению эффективно проникать к земной поверхности, особенно в направлениях, близких к надиру (рис. 1, а).

Во втором случае (рис. 1, б) обе среды рассеивают свет, в том числе в направлениях, близких к надиру. Однако рассеяние в надир верхним слоем может быть намного эффективней. Увеличение потока излучения, падающего на земную поверхность, происходит по причине отличия индикатрисы рассеяния мелкими частицами в верхнем слое  $P_1(\theta)$  от индикатрисы рассеяния более крупными частицами тропосферного облака  $P_2(\theta)$ .

В то же время необходимо учитывать вклад многократно рассеянного излучения, особенно это важно для оптически плотного нижнего слоя. Такая задача была решена в [11] для двухслойной атмосферы, в которой оптическая толщина верхнего рассеивающего, слоя составляла 0,182, а нижнего, также

рассеивающего, слоя – 9,5. Для нижнего слоя была взята некоторая средняя индикатриса, характерная для тропосферного облака в видимой области спектра, а верхний слой состоял из мелких частиц и рассеивал свет согласно закону Рэля. Решение уравнения переноса [21–24] для такой двухслойной атмосферы при зенитном угле Солнца  $70^\circ$  с учетом вклада многократного рассеяния показало, что поток излучения в нижней части оптически плотного облака и на земной поверхности увеличивается примерно в 2,2 раза по сравнению с атмосферой, состоящей только из одного оптически плотного слоя.

Для анализа сумеречного эффекта нужно решить уравнение переноса излучения с учетом вклада многократного рассеяния, что достаточно сложно и требует в ряде случаев значительных затрат компьютерного времени. Поэтому в [25] был предложен упрощенный подход, позволяющий оценить необходимые условия существования сумеречного эффекта с помощью аналитических формул, полученных на основе решения уравнения переноса излучения в однократном приближении. Однако в этой работе были получены формулы только для случая чисто рассеивающего нижнего слоя, т.е. когда альbedo однократного рассеяния  $\omega = 1$  внутри слоя. Куда более важным для оценки климатических изменений в Арктике, по нашему мнению, является перенос излучения в ближней ИК-области спектра, где  $\omega$  может сильно изменяться в зависимости от длины волны. Поэтому важно рассмотреть случай переноса излучения для случая  $\omega \neq 1$ .

## 2. Анализ сумеречного эффекта в приближении однократного рассеяния

Для моделирования сумеречного эффекта в ближней ИК-области рассмотрим перенос излучения в двухслойной атмосфере в приближении однократного рассеяния (рис. 1, б). Верхний рассеивающий слой соответствует тонким высоким облакам и аэрозольным слоям, а нижний представляет собой оптически плотную частично поглощающую среду с переменным значением  $\omega$ . Среднее альbedo однократного рассеяния нижнего слоя изменяется с длиной волны и зависит как от поглощения излучения атмосферными газами, так и от оптических свойств тропосферных облаков.

Интенсивность однократно рассеянного солнечного излучения  $I_0$ , проходящего через слой с  $\omega$ , определяется следующим образом [26]:

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

где  $F_0$  – падающий поток солнечного излучения на внешней границе атмосферы;  $Z_0$  – зенитный угол Солнца;  $Z$  – зенитный угол наблюдения;  $\tau$  – оптическая толщина рассеивающего слоя.

Из (1) следует, что при наблюдении с земной поверхности в зенит интенсивность рассеянного излучения можно представить как

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

При достаточно больших оптических толщинах нижнего слоя ( $\sim 10$  и более) поток излучения, достигающий поверхности Земли, для однослойной и двухслойной атмосферы, соответственно, можно приближенно представить в виде

$$F_2 = I_2^{\text{zenith}} \Delta\Omega'_{\text{eff}},$$

$$F_{1+2} = I_{1+2}^{\text{zenith}} \Delta\Omega'_{\text{eff}},$$

где  $F_2$  и  $F_{1+2}$  — потоки рассеянного излучения, падающего на поверхность Земли, при наличии только второго нижнего рассеивающего слоя и двух слоев соответственно;  $I_2^{\text{zenith}}$  и  $I_{1+2}^{\text{zenith}}$  — интенсивности рассеянного излучения при наблюдении с поверхности Земли в зенит (см. рис. 1);  $\Delta\Omega'_{\text{eff}}$  и  $\Delta\Omega''_{\text{eff}}$  — некоторые эффективные телесные углы, при которых произведение этих телесных углов на соответствующие интенсивности зенитного излучения совпадает с потоками излучения на поверхности Земли  $F_2$  и  $F_{1+2}$ . Чем больше оптическая толщина  $\tau_2$  при фиксированной толщине  $\tau_1$ , тем меньше рассматриваемые эффективные телесные углы.

Отношение величин рассматриваемых потоков излучения равно

$$F_{1+2}/F_2 = \left[ I_{1+2}^{\text{zenith}} / I_2^{\text{zenith}} \right] \cdot K, \quad K = \Delta\Omega'_{\text{eff}} / \Delta\Omega''_{\text{eff}}.$$

Если учесть, что оптическая толщина второго слоя предположительно много больше толщины первого слоя, т.е.  $\tau_2 \gg \tau_1$ , тогда  $\Delta\Omega'_{\text{eff}} \approx \Delta\Omega''_{\text{eff}}$  и, соответственно,  $K \approx 1$ .

Таким образом, для оценки отношения рассматриваемых потоков излучения достаточно оценить отношение интенсивностей излучения в направлении зенита, которое определяется из уравнения (2), а также из закона Бугера:

$$\frac{I_{1+2}^{\text{zenith}}}{I_2^{\text{zenith}}} = \left[ \omega e^{-\tau_1 \sec Z_0} \left( e^{-\tau_2} - e^{-\tau_1 \sec Z_0} \right) P_2(Z_0) + e^{-\tau_2} \left( e^{-\tau_1} - e^{-\tau_1 \sec Z_0} \right) P_1(Z_0) \right] \times \left\{ \omega \left( e^{-\tau_2} - e^{-\tau_2 \sec Z_0} \right) P_2(Z_0) \right\}^{-1}. \quad (3)$$

Выражение (3) сильно упрощается при сумеречных условиях, когда  $\sec Z_0 \gg 1$ . Действительно, в этом случае  $\exp(-\tau_2) \gg \exp(-\tau_2 \sec Z_0)$ ;  $\exp(-\tau_1) \gg \exp(-\tau_1 \sec Z_0)$  и рассматриваемое соотношение можно представить следующим образом:

$$\frac{I_{1+2}^{\text{zenith}}}{I_2^{\text{zenith}}} = e^{-\tau_1 \sec Z_0} + \frac{1}{\omega} e^{-\tau_1} \frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)}. \quad (4)$$

Если  $P_1(Z_0) > P_2(Z_0)$ , то, с учетом приведенных выше ограничений в сумеречных условиях, отношение (4) можно представить как

$$\frac{I_{1+2}^{\text{zenith}}}{I_2^{\text{zenith}}} = \frac{1}{\omega} e^{-\tau_1} \frac{P_1(Z_0)}{P_2(Z_0)}. \quad (5)$$

Как видно из формулы (5), увеличение оптической толщины верхнего слоя  $\tau_1$  приводит к экспоненциальному уменьшению отношения соответствующих интенсивностей и потоков излучения к 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 оптических параметров двух рассеивающих слоев. При небольших значениях  $\tau_1$  эти различия приведут к значительному увеличению отношения интенсивностей  $I_{1+2}^{\text{zenith}}/I_2^{\text{zenith}}$ , а значит и отношения потоков излучения  $F_{1+2}/F_2$ .

Важным параметром является и альbedo однократного рассеяния  $\omega$ , характеризующее поглощательные свойства нижнего слоя, от него существенно зависит относительное увеличение потока излучения, падающего на земную поверхность, согласно (5).

Отметим, что формула (5) получена для случая плоскопараллельной атмосферы и не учитывает ее сферичность. При больших зенитных углах Солнца это может привести к сильным погрешностям в расчете. Формула (5) демонстрирует принципиальную возможность и механизм увеличения потока излучения при больших зенитных углах. Более точные расчеты можно выполнить по формуле (3) при зенитных углах Солнца  $< 75^\circ$ . В этом случае отличие расчетов для плоскопараллельной и сферической атмосфер невелико.

Формулы (3–5) получены в приближении однократного рассеяния и позволяют, как отмечалось выше, оценить необходимые условия существования сумеречного эффекта. Действительно, существование этого эффекта в однократном приближении означает более глубокое проникновение однократно рассеянной радиации в случае двухслойной атмосферы по сравнению с однослойной. Отсюда следует, что вторичные, третичные и т.д. источники рассеяния в случае двухслойной атмосферы будут формироваться ближе к земной поверхности, т.е. сумеречный эффект будет проявляться и при учете многократного излучения. Для более точной оценки сумеречного эффекта необходимо решить задачу переноса излучения с учетом эффектов многократного рассеяния.

Анализ (3) и (5) показывает, что сумеречный эффект усиления излучения, падающего на земную поверхность, может проявляться в ближней ИК-области. Вне сильных полос поглощения при  $\omega \approx 1$  сумеречный эффект может появляться вследствие различия индикатрис  $P_1(Z_0)$  и  $P_2(Z_0)$ , а внутри сильных полос поглощения он может усиливаться пропорционально  $\sim 1/\omega$ . Поскольку излучение в ближней ИК-области хорошо поглощается льдом и поверхностным слоем океана, то результатом увеличения потока ИК-излучения является усиленное таяние морского ледового покрытия в Арктике.

## Заключение

Рассмотрен принцип сумеречного увеличения потока излучения, падающего на земную поверхность, в результате рассеяния солнечного света тонкими облаками и аэрозольными слоями в верхней тропосфере и стратосфере. Показано, что этот эффект может наблюдаться не только в УФ-области в полосах поглощения  $O_3$ , но также в видимой и ближней ИК-областях в случае, когда тонкие облака и аэрозольные слои находятся над оптически плотной тропосферной об-

лачностью. На основании упрощенной модели переноса излучения получены аналитические формулы, определяющие необходимые условия увеличения потока излучения при появлении тонких облаков и аэрозольных слоев над тропосферной облачностью. Из этих формул следует, что увеличение поглощения в нижней тропосфере может приводить к усилению сумеречного эффекта и сильному относительному росту потока излучения на земной поверхности. Изменение облачности и концентрации аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере в последние десятилетия привело, согласно нашей гипотезе, к уменьшению ледового покрытия и потеплению в Арктике.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00812-а).

1. Koh S., Bugliaro L., Ostler A. Retrieval of cirrus cloud optical thickness and top altitude from geostationary remote sensing // Atmos. Meas. Tech. 2014. P. 3233–3246. DOI: 10.5194/amt-7-3233-2014. URL: <http://www.atmos-meas-tech.net/7/3233/2014/> (last access: 13.04.2019)
2. WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: Global Ozone Res. and Monit. Proj. Geneva. February 1999. Rep. 44.
3. Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О. Аэрозоль в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Сульфатные частицы в северных широтах // Оптика атмосфер. и океана. 2018. Т. 31, № 2. С. 136–142.
4. Фролькис В.А., Кокорин А.М. Влияние внутренней структуры частиц на оптические свойства стратосферного аэрозоля, радиационный форсинг и среднегодовую среднелобальную температуру поверхности // Оптика атмосфер. и океана. 2019. Т. 32, № 2. С. 131–140; Frolikis V.A., Kokorin A.M. The influence of the internal structure of particles on optical properties of stratospheric aerosol, radiative forcing, and global annual average temperature // Atmos. Ocean. Opt. 2019. V. 32, N 2. P. 306–315.
5. 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. V. 59. P. 1225.
6. Marsh N., Svensmark H. Cosmic rays, clouds, and climate // Space Sci. Rev. 2000. V. 94. P. 215–230.
7. Belikov Yu., Nikolayshvili S. The Role of the Dipole Interaction of Molecules with Charged Particles in the Polar Stratosphere // J. Earth Sci. Engin. 2016. V. 6. P. 115–149. DOI: 10.17265/2159-581X/2016.03.001.
8. 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 // Междунар. симпоз. «Атмосферная радиация и динамика»: тез. докл. СПб. 2017. С. 175–177.
9. 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. Ч. 1 // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 19. С. 1–14.
10. 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. Ч. 2 // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 19. С. 15–24.
11. 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. Ч. 3 // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 19. С. 25–31.
12. Schweiger A.J., Lindsay R.W., Key J.R., Francis J.A. Arctic clouds in multilayer satellite data sets // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26(13). P. 1845–1848.
13. Wang X., Key R.J. Recent trends in arctic surface, cloud, and radiation properties from space // Science. 2003. V. 299 (5613). P. 1725–1728.
14. Michelangeli D.V., Allen M., Yung Y.L. The effect of El Chichon volcanic aerosols on the chemistry of the stratosphere through radiative coupling // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 18429–18443.
15. Michelangeli D.V., Allen M., Yung Y.L., Shia R.-L., Crisp D., Eluszkiewicz J. Enhancement of atmospheric radiation by an aerosol layer // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 865–874.
16. Davies R. Increased transmission of ultraviolet radiation to the surface due to stratospheric scattering // J. Geophys. Res. 1993. V. 98, N D4. P. 7251–7253.
17. Tsitas S.R., Yung Y.L. The effect of volcanic aerosols on ultraviolet radiation in Antarctica // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 157–160.
18. Ожигина Н.А., Розанов Е.В., Кароль И.Л. Роль стратосферного аэрозоля в формировании потока ультрафиолетовой радиации при больших зенитных углах Солнца // Изв. РАН. Физика атмосфер. и океана. 1996. Т. 32, № 4. С. 456–463.
19. Belikov Yu.E. Dependence of Solar Radiation in the Polar Stratosphere on the Distribution of Ozone and Stratospheric Aerosol // Phys. Chem. Earth B. 2000. V. 25, N 5–6. P. 423–426.
20. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Основы теоретической атмосферной оптики. СПб.: Санкт-Петербургский университет, 2007. 152 с.
21. Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса излучения в сферической гетерофазной среде. Ч. 1 // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 17. С. 77–86.
22. Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса излучения в сферической гетерофазной среде. Ч. 2 // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 18. С. 18–31.
23. Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса излучения в сферической гетерофазной среде. Ч. 3 // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 18. С. 32–39.
24. Belikov Yu.E. Modelling of the twilight sky brightness using a numerical solution of the radiation transfer equation // J. Atmos. Terr. Phys. 1996. V. 58, N 16. P. 1843–1848.
25. Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Репин А.Ю. Возможное влияние работы глобальной электрической цепи на структуру облаков и их прозрачность в условиях сумерек // Гелиогеофиз. исслед. 2018. Вып. 19. С. 32–40.
26. Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. М.: Мир, 1981. 352 с.

**Yu.E. Belikov, S.V. Dyshlevsky, A.Yu. Repin. The effect of thin high altitude clouds and aerosol layers on the solar radiation transfer to the Earth surface in twilight conditions.**

The effect of thin clouds and aerosols in the upper troposphere and stratosphere on the solar light transmission by the tropospheric cloudiness is considered. A simplified model of the radiation transfer in the near-IR range with the different values of the single-scattering albedo in the lower troposphere is suggested. The analytic formulae are derived which show a possible increase in the transmission of the solar light by the tropospheric cloudiness under twilight conditions in the case of the emerging of high thin tropospheric clouds and aerosol layers over it. This effect may play a key role in the climatic changes and sea ice melting in the Arctic.